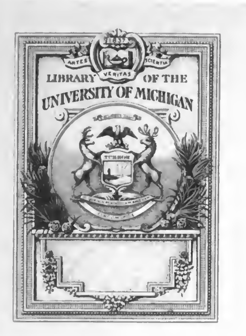

Görgenberg
322,7
DER
MOSENBERG
von
E.MITSCHERLICH
Meerfelder
Maar
343
Meerfeld
Pfrhs 371,3
Meerbach
N
Auf der Höhe
Bettenfeld
(Kirche 473)
Wiese 494,4
a
b
443,1
Elbach
301,8
Andreas
Speer
Mosenberg
524,3
c
d
Kleine Kyll
Bruderberg
292,3
Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten: t. Das ...
Richard Lepsius


ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN




OTTO HARRASSOWITZ
BUCHHANDLUNG
LEIPZIG

HANDBÜCHER

ZUR

DEUTSCHEN LANDES- UND VOLKSKUNDE.

HERAUSGEGEBEN

VON DER

CENTRALKOMMISSION FÜR WISSENSCHAFTLICHE LANDESKUNDE VON DEUTSCHLAND.

ERSTER BAND.

STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1892.

GEOLOGIE VON DEUTSCHLAND

UND DEN

ANGRENZENDEN GEBIETEN

VON

DR. RICHARD LEPSIUS,

PROFESSOR AN DER TECHNISCHEN HOCHSCHULE, DIREKTOR DER GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT ZU DARMSTADT.

ERSTER TEIL:

DAS WESTLICHE UND SÜDLICHE DEUTSCHLAND.

MIT EINER GEOLOGISCHEN KARTE, EINER TAFEL FARBIGER PROFILE UND MIT 136 PROFILEN IM TEXT.

STUTTGART.

VERLAG VON J. ENGELHORN.

1887—1892.



Druck der Union Deutsche Verlagsgesellschaft in Stuttgart.

Vorwort.

Die Geologie ist eine historische Wissenschaft: wir schreiben die Geschichte der Erde und ihrer Bewohner.

Der jetzige Zustand der Erde, die Teilung ihrer Oberfläche in Kontinente, Gebirge, Ebenen und Meere, die vulkanischen und sedimentären Gesteine, aus denen die Erdfeste zusammengesetzt ist, die jetzt lebenden Tiere und Pflanzen sind das Resultat der ununterbrochenen Entwicklung, welche unser Weltkörper im Laufe unendlich langer Zeiten durchmessen hat.

Die Erforschung dieses vorliegenden Entwicklungsstadiums der Erde ist deshalb ein wesentlicher Inhalt der geologischen Wissenschaft, weil wir nur von einer solchen sicheren Basis aus rückwärts schreitend die Geschichte der Erde in systematischer Weise entziffern können. Diese beobachtende und sammelnde Thätigkeit des Geologen darf nicht etwa als alleiniger Zweck der Geologie betrachtet werden. Vielmehr fragen wir bei jedem Basalte, den wir mineralogisch untersucht haben, nach seiner Entstehung; bei jeder fossilen Pflanze, bei jedem fossilen Tiere, die wir beschreiben, fragen wir nach ihrer Entwicklungsgeschichte; bei jedem Gebirge, dessen inneren Bau wir klargelegt haben, ist die Hauptfrage danach, wie es in den geologischen Zeiten entstanden ist. Die Beschreibung der beobachteten Thatsachen ist für uns niemals Selbstzweck, sondern ist stets nur ein Mittel für das hohe Ziel der Geologie: die Geschichte der Erde und ihrer Bewohner darzustellen.

Die Geologie konnte erst eine Wissenschaft werden, nach dem die übrigen Naturwissenschaften bis zu einer gewissen Höhe gelangt waren; wir gebrauchen fortwährend die Physik und Chemie für die Erkenntnis der physikalischen Zustände und der chemischen Wande-

lungen in der Erde, wir gebrauchen die Zoologie und Botanik für das Studium der Entwicklung des Tier- und Pflanzenlebens auf der Erde. Daher konnte die geologische Wissenschaft erst am Ende des vorigen Jahrhunderts geboren werden.

Aber auch die unmittelbaren Hilfsmittel der Geologie mussten erst hinreichend weit gefördert werden, ehe unsere Wissenschaft einige sichere Fortschritte zu dem Endziele hin machen konnte; wir erwähnen in dieser Beziehung nur drei wichtige Thatsachen.

Das Studium der fossilen Tiere und Pflanzen hat seit Beginn unseres Jahrhunderts einen solchen Aufschwung genommen, dass die Paläontologie sich heute auf dem Höhepunkte ihrer Entwicklung befindet. Ein beredter Ausdruck der hier erreichten Meisterschaft ist das Werk von K. Zittel, das Handbuch der Paläontologie.

Die Untersuchung der Gesteine nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung ist in den letzten Jahrzehnten durch die chemischen und mikroskopischen Methoden soweit verbessert worden, dass uns dieses notwendige Hilfsmittel in keinem Falle mehr im Stiche lässt; die Lehrbücher von H. Rosenbusch, J. Roth und F. Zirkel bieten uns hierin das erforderliche Material. Nachdem die Petrographen sich bisher vorwiegend mit der Analyse der Eruptivgesteine beschäftigt haben, wäre es für die Geologie wünschenswert, dass sie nunmehr auch die sedimentären Gesteine und die krystallinen Schiefer in das Bereich ihrer Studien ziehen würden.

Für die Erforschung der Mechanik des Gebirgsbaues ist lange Zeit vergeblich nach einem sicheren Hilfsmittel gesucht worden. Die hierfür erdachten Experimente im Kleinen konnten nur wenig Erfolg haben, weil bei der Uebertragung der gewonnenen Resultate auf die grossartigeu Verhältnisse in der Natur ein zu weiter Spielraum für Spekulationen blieb. Auf diesem schwierigsten Felde der Geologie haben wir erst einen wirklichen Fortschritt zu verzeichnen, seitdem uns die geologische Aufnahme auf Karten in dem grossen Massstabe von 1 : 25,000 erlaubt, die Lagerung der Gesteine in den Gebirgen und Ebenen auf das genaueste zu kopieren. Eine solche Kartenaufnahme im Massstabe 1 : 25,000 erfordert viel Zeit, viel sorgfältige Arbeit und viele gutgeschulte Kräfte; sie kann daher nur von den jetzt in allen Kulturstaaten eingerichteten geologischen Landesanstalten systematisch durchgeführt werden. Wir dürfen stolz darauf sein, dass dieses wichtigste und beste Hilfsmittel der Geologie, ein Hilfsmittel, von dem wir in jeder Richtung die grösste Förderung für unsere Wissenschaft erwarten dürfen, zuerst in Deutschland angewendet wurde: als die

geologische Aufnahme von Preussen im Jahre 1862 von der Staatsregierung in die Hand genommen wurde, stellte der berufene Leiter derselben, Ernst Beyrich, als ersten Grundsatz auf, dass die Aufnahme in dem bis dahin niemals angewendeten grossen Massstabe der Karten von 1 : 25,000 vorgenommen werden müsse. Nachdem jetzt fast alle anderen deutschen Staaten und auch mehr und mehr das Ausland diesem Beispiele gefolgt sind und den bedeutenden wissenschaftlichen und praktischen Nutzen dieser genauen Aufnahmen erkannt haben, wird diese That Beyrichs bald als eines der erfolgreichsten Ereignisse auf dem vielverschlungenen Entwicklungswege der geologischen Wissenschaft anerkannt werden.

Nach vollendeter Kartenaufnahme soll alsdann ein jedes in sich abgegrenzte Gebiet in einem zusammenfassenden Werke mit einer Uebersichtskarte im Massstabe 1 : 100,000 dargestellt werden: denn die kurzen Erläuterungen, welche einem jeden Kartenblatte im Massstabe 1 : 25,000 beigegeben werden, gestatten es natürlich nicht, diejenigen allgemeinen Resultate zu ziehen, welche das endgültige Ziel dieser Aufnahmen sind; auch ist es für die meisten auswärtigen Geologen gar nicht möglich, sich aus den zahlreichen Einzelbeobachtungen ein Gesamtbild der geologischen Entstehungsgeschichte des Harzes, des Thüringer Waldes, des Erzgebirges etc. selbst zusammenzusetzen — ganz abgesehen davon, dass im vieljährigen Verlaufe der Spezialaufnahmen sich die richtigen Ansichten erst herausgebildet haben und so die anfangs publizierten Blätter und Erläuterungen häufig Anschauungen angeben, welche den später gemachten Beobachtungen widersprechen.

Seit dreissig Jahren arbeitet die preussische geologische Landesanstalt an der Spezialaufnahme des Harzes: der Harz wird das am besten bekannte Gebirge sein, wenn in einem abschliessenden Werke ein massgebendes Gesamtbild der geologischen Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte dieses Gebirges geboten und die mannigfaltigen Resultate der zahlreichen Einzelarbeiten über den Harz nach allen Richtungen der geologischen Wissenschaft hin übersichtlich, klar und einheitlich mit schöpferischer Kraft zur Darstellung gebracht sein werden. Die geologische Uebersichtskarte des Harzes im Massstabe 1 : 100,000 ist bereits im Jahre 1882 erschienen.

Wir Geologen haben aber nicht allein die Pflicht, die Geologie als Wissenschaft zu fördern; wir sind auch dazu berufen, die Ergebnisse der Geologie für die Praxis des menschlichen Lebens in Anwendung zu bringen. Von den mannigfachen Gebieten, auf denen die Geologie

grossen Nutzen zu stiften vermag und auf denen sich ihre Vernachlässigung rächt, wollen wir hier nur drei Felder hervorheben, auf welchen der Geologe und die geologischen Landesanstalten praktisch sich bethätigen sollen, nämlich den Bergbau, den Strassen- und Wasserbau und die Landwirtschaft.

Der deutsche Bergbau, und zwar speziell derjenige im Harz und in Thüringen, war die Wiege der geologischen Wissenschaft im vorigen Jahrhundert. Der Bergmann ist stets auch ein Geologe gewesen; erst in neuerer Zeit hat sich dies geändert: einerseits nehmen jetzt die grossen Fortschritte des Ingenieurwesens die ganze Kraft und alle Zeit des Bergmannes in Anspruch; andererseits ist das Gebiet der Geologie derartig gewachsen, dass die Bergingenieure nicht mehr im stande sind, auch nur die ihnen zunächst liegenden Seiten dieser Wissenschaft zu beherrschen. Hier müssen die Geologen hilfreich eintreten. Umgekehrt können auch die Geologen vieles durch eingehendes Studium der trefflichen geologischen Aufschlüsse in den Bergwerken lernen; insbesondere müsste die mechanische Geologie noch besser die instruktiven Profile benutzen, welche ihr der Bergbau und vor allem der Kohlenbergbau in der Tiefe erschliessen.

Der Strassen-, Wasser- und Eisenbahnbau kann ohne ständige Hilfe des Geologen nicht auskommen. Die sorgfältigen Arbeiten über die richtige Verwertung von verschiedenartigen Gesteinen als Strassenschotter, wie sie seit Jahren im Grossherzogtum Baden gemacht werden, haben gezeigt, wie grosse Kosten dadurch erspart werden können, dass die jeweilig besten Schottermaterialien verwendet werden. Lange Zeit, ehe der Gotthardtunnel von den Ingenieuren in Angriff genommen wurde, hatten deutsche, schweizer und italienische Geologen im Auftrage ihrer Staaten das ganze Gebiet des Gotthard aufgenommen, um im voraus bestimmen zu können, welche geologischen Verhältnisse der Tunnel antreffen würde; während des Baues der Gotthardbahn war fortdauernd ein Geologe in angestrengter Thätigkeit begriffen.

Den grössten Nutzen aber kann die Landwirtschaft aus den geologischen Arbeiten und Karten ziehen. Man sollte denken, dass dies selbstverständlich wäre, da der Ackerboden die erste und wichtigste Nährquelle für den Landwirt ist und eine genaue Kenntnis der Bodenarten nur auf dem Wege der Geologie erlangt werden kann. Wenn trotzdem in landwirtschaftlichen Kreisen noch vielfach der Wert einer geologischen Bodenuntersuchung verkannt wird, so liegt dies nur an dem geringen Verständnis, das der Arbeit des Geologen entgegengebracht wird. Mit dem Fortschreiten der geologischen Landesaufnahmen und der eingehenden Bearbeitung der Bodenarten in den

geologischen Landesanstalten wird sich dies Verhältnis immer mehr zu gunsten der Geologie ändern; schon jetzt zeigen die Landwirte in der norddeutschen und in der oberrheinischen Tiefebene für die agronomisch-geologischen Arbeiten der preussischen, hessischen, badischen und elsässischen Landesanstalten ein wachsendes Interesse.

Nachdem am Ende des vorigen Jahrhunderts der Vater der Geologie, Abraham Gottlob Werner in Freiberg, in seinen berühmten Vorlesungen auf der Bergakademie zum erstenmale ein wissenschaftliches System der Geologie aufgestellt hatte, ist in allen Teilen von Deutschland eifrig an der Erforschung und Entzifferung des deutschen Bodens und der deutschen Gebirge gearbeitet worden. Eine grosse Anzahl von geologischen Abhandlungen und Werken liegt uns jetzt für alle Teile von Deutschland vor; unzählige geologische Mitteilungen stehen überall zerstreut in den deutschen Zeitschriften; immer neue geologische Karten werden insbesondere von den geologischen Landesanstalten in allen deutschen Staaten veröffentlicht.

Wenn ich es unternommen habe, diese Fülle von geologischen Beobachtungen, welche in der Litteratur niedergelegt sind, zu einem einheitlichen Bilde zusammenzufassen und eine Geologie von Deutschland zu schreiben, so bin ich mir der Grösse und Schwierigkeit dieser Aufgabe wohl bewusst; es galt, das gesamte Material kritisch zu sichten und ineinander zu verarbeiten; es galt, bei den vielen noch zweifelhaften Fragen entweder durch eigene Beobachtung zu entscheiden oder auf die bestehende Lücke hinzuweisen; es galt, die gewonnenen Resultate übersichtlich und klar zur Darstellung zu bringen.

Der vorliegende erste Teil enthält die Geologie des westlichen und des südlichen Deutschlands, und zwar die Gebiete des niederrheinischen Schiefergebirges und des oberrheinischen Gebirgssystems. Nachdem ich jetzt zwanzig Jahre als Geologe am Rhein thätig gewesen bin, habe ich die meisten Gegenden dieser beiden Rheinsysteme selbst kennen gelernt; von der Maas bis zum Regen, von dem Schweizer Juragebirge bis zum Meissner bei Cassel habe ich überall wenigstens die geologisch wichtigsten Orte und Aufschlüsse selbst gesehen und mit eigenen Augen beobachtet. Welchen hohen Wert bei Beurteilung und Darstellung von geologischen Verhältnissen die persönliche Anschauung besitzt, weiss jeder Geologe aus eigenster Erfahrung zu schätzen; ohne diese selbständige Beobachtung hätte ich nicht dasjenige Mass von Kritik ausüben können, welches für eine

einheitliche Darstellung der Geologie von Deutschland unbedingt erforderlich ist.

Der zweite Teil meiner Geologie wird das nördliche und östliche Deutschland, der dritte Teil die deutschen Alpen behandeln.

Schliesslich verfehle ich nicht, dem Verleger, Herrn J. Engelhorn, meinen verbindlichsten Dank auszusprechen für die stete Bereitwilligkeit, mit welcher er meinen Wünschen für Ausstattung des Werkes mit Profilen, Zeichnungen und einer von der Firma Giesecke & Devrient vortrefflich ausgeführten geologischen Uebersichtskarte entgegengekommen ist.

Darmstadt, Ostern 1892.

Richard Lepsius.

Die erste Lieferung dieses Bandes (bis Seite 254) erschien im Jahre 1887, die zweite (bis Seite 458) 1889, die dritte (Schluss) 1892.

Inhalt.

GEOLOGIE VON DEUTSCHLAND

UND DEN

ANGRENZENDEN GEBIETEN

VON

DR. RICHARD LEPSIUS,

PROFESSOR AN DER TECHNISCHEN HOCHSCHULE, DIREKTOR DER GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT ZU DARMSTADT.

ERSTER BAND:

DAS WESTLICHE UND SÜDLICHE DEUTSCHLAND.

MIT EINER GEOLOGISCHEN KARTE UND ZAHLREICHEN PROFILEN IM TEXTE.

STUTTGART.

VERLAG VON J. ENGELHORN.

1887.

DRUCK VON GEBRÜDER KRÖNER IN STUTTGART.

Das niederrheinische Schiefergebirge.

I. Orographische Uebersicht des niederrheinischen Schiefergebirges.

Das niederrheinische Schiefergebirge ist seiner äusseren Gestalt nach im allgemeinen ein weitausgedehntes Hochland, durch Flüsse und Bäche in mehrere Gebirgsteile und in zahlreiche Bergzüge zerschnitten. Ueberblicken wir die Oberfläche dieses Gebirges von einem hochgelegenen Punkte aus, so erscheint der Plateaucharakter desselben deutlich ausgeprägt in deu lauggestreckten, flachen Bergrücken, welche mit gleichmässig fortlaufenden Höhenlinien das ganze Hochland zusammensetzen; erst durch die tiefen Einschnitte der Thäler entstehen steile und hohe Bergabhänge. Die Hochflächen der einzelnen Gebirgsteile besitzen eine Höhe von 650 m über dem Meere; die mittlere Höhe des ganzen Gebirges dürfte indessen nicht viel über 500 m betragen.

Die Grenzen des Schiefergebirges prägen sich naturgemäss in den Strecken deutlicher aus, in welchen Tiefebenen unmittelbar angrenzen, so im Norden die niederrheinisch-westfälische und im Südosten die oberrheinische Tiefebene, als in denjenigen Gebieten, in welchen sich Hügelland an das Gebirge anschliesst. Auf der geologischen Karte hebt sich das Bergland schärfer ab vom Hügellande, als auf der topographischen Karte, weil jenes aus paläozoischen Formationen, aus devonischen und karbonischen Schichteu, dieses aus den Triasstufen zusammengesetzt ist; jedoch auch topographisch geben sich diese inneren Unterschiede kund sowohl in den Formen der Berge, als in der geringeren absoluten Höhe derselbeu.

Von Frankfurt bis Mainz sinkt das Gebirge steil ab vom Kamme des Taunus zur oberrheinischen Tiefebene, deren Meereshöhe hier nur 90 m beträgt. Westlich Mainz müssen wir noch das rheinhessische Hügelland und das Saar-Nahe-Gebiet als Teile des niederrheinischen Gebirges ansehen: die Grenze läuft dann durch die pfälzische Moorniederung bei Kaiserslautern und Landstuhl über Homburg und St. Ingbert nach Saarbrücken in einer Höhe von 200—230 m über dem Meere. Alsdann folgt die Gebirgsgrenze der Saar hinab bis zur Mosel und längs der Sauer hinauf bis Diekirch. Von hier aus wendet sich der Rand des Gebirges weit nach Westen, um die Ardennen, ein wichtiges

Glied des rheinischen Schiefergebirges, zu umschliessen: über Sedan und Mezières der belgischen Südgrenze entlang bis in die Gegend von Valenciennes ragen die Ardennen bis nach Nordfrankreich hinein. Die mittlere Höhe dieser Umgrenzung von Saarbrücken über Luxemburg bis Valenciennes beträgt etwa 200 m: es liegen nämlich der Spiegel der Mosel an der Luxemburger Grenze bei Wasserbillig in 127 m Meereshöhe; Diekirch in 230 m, Arlon auf der Wasserscheide zwischen Mosel und Maas in 404 m, Sedan in 158 m, Mezières über der Maas in 171 m, und die Wasserscheide gegen die Oise bei Anvillers in 292 m; Valenciennes endlich liegt bereits ausserhalb des Gebirges in der nordfranzösischen Tiefebene in einer Höhe von 26 m.

Von dem westlichen Ende der Ardennen verläuft der Nordrand des rheinischen Schiefergebirges, scharf abgesetzt gegen die belgische und niederrheinische Tiefebene, ziemlich geradlinig durch die steinkohlenreichen Gebiete von Mons über Namur 111,5 m, die Maas hinab nach Lüttich 54 m [1]) und Aachen (Rhein. Bahnhof) 185 m.

Oestlich von Aachen und zwar von Eschweiler-Düren an dringt die Tiefebene in einer weit nach Süden einspringenden Bucht, der „Kölner Bucht", tief ein in das Schiefergebirge in Form eines Dreiecks, dessen südliche Spitze oberhalb Bonn liegt: der Gebirgsrand zieht daher von Düren 129 m nach Südost bis zum Nordabhange des Siebengebirges und wendet sich dann auf der rechten Rheinseite direkt nach Norden über Düsseldorf (Pegel 26,7 m) nach Duisburg (Pegel 21,5 m). Obwohl nun der Nordrand des Schiefergebirges gegen die westfälische Ebene von Duisburg über Dortmund 80 m und Soest 97,5 m die Fortsetzung des Gebirgsrandes westlich von Aachen ist, so springt doch erstens das Gebirge rechtsrheinisch um 67 km weiter nach Norden vor als bei Aachen, und zweitens richtet sich der westfälische Gebirgsabhang genau von West nach Ost, während der belgische von Westsüdwest in Ostnordost verlief.

Die östliche Grenze des niederrheinischen Schiefergebirges folgt ebenso wie die Westgrenze der zumeist auch topographisch durch Höhenunterschiede ausgeprägten Scheide zwischen dem devonischen Bergund dem triasischen Hügellande: von Paderborn 125 m läuft die Grenze nach Süden; zwischen dem Briloner Land und der Egge hindurch über das Sindfeld 425 m und über Stadtberge 248 m an der Diemel nach Arolsen 260 m; sodann zwischen dem Kellerwald, der noch zum Schiefergebirge gehört, und dem Habichtswalde hindurch über Fritzlar 222 m an der Eder nach Marburg 183,5 m, an der Lahn abwärts bis Giessen 165 m, endlich über die Wasserscheide in 229 m nördlich von Butzbach in der Wetterau zwischen Taunus und Vogelsberg hinunter bis nach Frankfurt am Main.

Zwischen diesen Grenzen besitzt demnach das niederrheinische Schiefergebirge eine Flächenausdehnung von etwa 54,450 qkm; die Gestalt der Fläche, welche das Gebirge bedeckt, gleicht einem Rechteck, dessen lange Seiten in Ostnordost gerichtet und mit 330 km Länge gerade doppelt so lang sind, als die kurzen Seiten mit je 165 km. Die

[1]) Nullpunkte des Pegels der Maas in Namur und Lüttich.

grösseste Entfernung im Gebirge liegt zwischen Valenciennes in Nordfrankreich und Fritzlar in Kurhessen mit 415 km, die kürzeste zwischen Bonn und Mainz mit 115 km.

Der Rhein und seine Zuflüsse teilen dieses grosse Gebiet in mehrere Abschnitte und zerschneiden das Hochland bis zu bedeutenden Thaltiefen. Der Rhein selbst strömt mit der mächtigen Wassermasse, welche er von seinem Ober- und Mittellaufe mitbringt, quer durch das Schiefergebirge; bei seinem Eintritte in das Gebirge, im Binger Loch, liegt sein Wasserspiegel 77 m über dem Meere, bei seinem Austritt aus demselben oberhalb Bonn in 44 m Höhe. Die durch den Querschnitt des Rheines gebildeten Hälften des Gebirges werden wiederum zerteilt durch die im allgemeinen westöstlich laufenden Nebenflüsse: auf der rechten Rheinseite von Süden an der Taunus, jenseits der Lahn der Westerwald, dann getrennt durch untere Sieg und obere Lahn das Sauerland und der Kellerwald, endlich die Haar (Haarstrang) jenseits der Ruhr als ein Grenzwall gegen die westfälische Tiefebene sich hinziehend. Diesen rechtsrheinischen Gebirgsteilen entsprechen auf der linken Rheinseite: der Hunsrück mit dem südlich angelagerten Saar-Nahe-Gebiete bis zur unteren Mosel, dann die Eifel bis zur Roer und endlich die langen Rücken des Hohen Venn und der Ardennen.

Die einzelnen Gebirgsabschnitte teilen sich zumeist wieder in verschiedene Bergzüge. Nur der Taunus[1]) ist ein in sich festgeschlossener Gebirgskamm, der steil gegen Süd zur oberrheinischen Tiefebene abfällt, dagegen flach sich abdacht gegen Nord in einer ausgedehnten Hochebene, welche im Mittelalter als der „Einrich-Gau“ bezeichnet wurde. Der Taunuskamm richtet sich im allgemeinen Streichen des Gebirges von Westsüdwest in Ostnordost. Er beginnt im Osten mit dem hoch über die Wetterau aufragenden Winterstein 517,5 m mit seinem Ausläufer, dem Johannisberg 266 m bei Nauheim, und steigt bald rasch zur höchsten Höhe des ganzen rheinischen Schiefergebirges an im Grossen Feldberg auf 880,6 m[2]), mit welchem der Kleine Feldberg 826,7 m und der Altkönig 798 m sich ansehnlich über die übrigen Teile des Taunus erheben. Jenseits des Feldberges sinkt der Kamm bis auf 346 m bei Nieder-Seelbach, der niedrigsten Einsattelung im Taunus, welche die Bahn von Wiesbaden nach Limburg an der Lahn zur Ueberschreitung des Gebirges benutzt. Gleich südwestlich über dieser Senke erhebt sich die Hohe Kanzel 596 m; von hier aus geht

[1]) Der Taunus wird von den Anwohnern gewöhnlich die „Höhe“ genannt; daher Homburg vor der Höhe etc. Der Name Taunus ist unbekannten Ursprungs (? aus dem keltischen dun = hoch) und findet sich zuerst als mons Taunus in Tacitus, Annal. I, 56.

[2]) Die Höhenzahlen sind durchgehends in Meter über dem Amsterdamer Pegel angeführt; der Nullpunkt des Amsterdamer Pegels liegt 0,186 m über Normalnull. Die Höhenangaben haben wir zumeist dem Werke von H. von Dechen, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, I. Bd. enthaltend die orographische und hydrographische Uebersicht, Bonn 1870, II. Bd., die geologische und paläontologische Uebersicht, Bonn 1884, entnommen, wie denn überhaupt dieses Werk des berühmten Meisters der rheinischen Geologie grundlegend ist für unsere Uebersicht über das niederrheinische Schiefergebirge.

die Kammlinie ununterbrochen fort über die Hohe Wurzel 618 m, die Kalteherberg 620 m bis zum Jägerhorn 538 m, dem höchsten Punkte des Kammerforstes nördlich des Niederwaldes; die letztere Höhe ist mit 330 m nur ein Vorberg des Hauptzuges.

Eine herrliche, weitumfassende Aussicht auf das gesegnete Rheingau, auf den breiten, blinkenden Spiegel des Rheinstromes und auf die jenseitigen, rebenumkränzten Hügel von Rheinhessen öffnet sich hier von dem Eckpfeiler des Taunus aus, dem Niederwalde, an dessen Westabhange der Rhein durch das Binger Loch einbricht in das rheinische Schiefergebirge; auch der Einschnitt der Nahe druben zwischen Rochusberg und Binger Wald und oberhalb desselben die flachen Hügellande gegen Kreuznach liegen noch im Rahmen dieses grossartigen und erfreuenden Bildes vom Niederwalde, dessen Höhe durch das Nationaldenkmal gekrönt wird.

Die Länge des Taunuskammes vom Johannisberge bei Nauheim bis zum Jägerhorne und Niederwald beträgt 80 km; seine mittlere Höhe von 600 m bleibt etwas unter derjenigen der andern Hochflächen des Schiefergebirges, obwohl auf ihm die höchste Erhebung des ganzen Gebirges liegt. Die mittlere Höhe der Hochflächen des Einrichgaues vom Taunus bis zur Lahn hin berechnet sich etwa zu 400 m, während die Lahn bei Wetzlar mit 148 m Meereshöhe in diesen Gebirgsabschnitt eintritt und mit 61,7 m in den Rhein bei Lahnstein ausmündet.

Der Hunsrück (Hunderücken) ist die unmittelbare Fortsetzung des Taunus, nur durch den Rheindurchbruch von diesem geschieden. Dieser Gebirgsabschnitt bleibt nicht geschlossen, wie der Taunus, sondern zerteilt sich in mehrere gleichwertige Bergzüge, die aber sämtlich das allgemeine Streichen des ganzen Gebirges in Ostnordost einhalten. Zunächst über dem Rheine erhebt sich der Binger Wald mit dem Kantrich 643 m als höchstem Punkte; jenseits des Güldenbaches folgt der Soonwald mit dem Simmererkopf 664 m, und der Lützelsoon 607 m zwischen Kellen- und Hahnenbach. In der Richtung des Hahnenbachthales tritt eine ansehnliche Verschiebung des Gebirgskammes ein: der westlich folgende Bergzug, der Idarwald, beginnt mit dem Idarkopf 740 m um 10 km weiter nördlich, als der Soonwald endigt. An den Idarwald schliesst sich, nur durch eine unbedeutende Einsattelung von ihm getrennt, der Hochwald an, ein breites Gebirge, aus einer Reihe von langgezogenen Bergrücken zusammengesetzt; sein östliches Plateau erhebt sich in dem Wald-Erbeskopf bis zu 814 m, der grössesten Höhe nicht allein des Hunsrücken, sondern des ganzen linksrheinischen Schiefergebirges und der Rheinprovinz. Der westliche Zug des Hochwaldes heisst der Errwald; er erreicht im Teufelskopf noch eine Höhe von 695 m und endigt an der Saar mit dem Judenkopf in 519 m Meereshöhe. Die ganze Länge des Hunsrücken vom Rhein bis zur Saar beträgt 107 km, die mittlere Höhe seiner Kammlinie 650 m. Der östliche Teil des Hunsrücken erstreckt nördlich des Soonwaldes zur unteren Mosel hin ein ähnliches Hochplateau, wie rechtsrheinisch der Taunus zur Lahn; der westliche Teil dagegen bleibt bis zur Mosel hin ein Bergland, ausgefüllt von den verschiedenen Längszügen des Hochwaldes, dessen nördliche Höhen noch in der Stronzbuscher Haard bei Bernkastel 667 m,

im Haardwalde bei Thalfang 558 m, in der Hohen Wurzel 666,6 m und auf dem Rösterkopfe im Reinsfelder Kammerforste 692 m erreichen. Das Plateau des Hunsrücken zwischen dem Rhein und der unteren Mosel besitzt eine mittlere Höhe von etwa 500 m, während die Mosel bei Trier in 124 m und an ihrer Mündung bei Koblenz in 58 m Höhe fliesst: die Mosel ist daher in ihrem unteren Laufe tiefer eingebettet als die Lahn im Verhältnis zu den Bergen ihrer Südseiten.

Dem südlichen Abhange des Hunsrücken schliesst sich eng an ein „bergichtes Hügelland“, wie es H. von Dechen bezeichnet, das Saar-Nahe-Gebiet, Berge, Hügel und Thäler, welche östlich vom Rheine in seiner Strecke von Worms bis Bingen, südlich in der pfälzischen Moorniederung von Kaiserslautern-Homburg und westlich durch die Saar in der Strecke von Saarbrücken bis Mettlach umgrenzt werden. Der höchste Berg dieses Gebietes ist der Donnersberg mit 687,67 m Höhe über Normalnull [1]; derselbe ragt hoch und rings freistehend über das Hügelland seiner Umgebung empor, welches im übrigen eine mittlere Höhe von 300 m besitzt. Die Wasserscheide zwischen Saar und Nahe, welche die Rhein-Nahe-Bahn überschreitet, liegt in 385 m Meereshöhe. Das rheinhessische Hügelland, ausgefüllt mit den tertiären Schichten des Mainzer Beckens, schliesst sich östlich eng an das Saar-Nahe-Gebiet; seine Plateauflächen erreichen noch Höhen von 300 m.

Der nächste Gebirgsabschnitt nördlich des Taunus ist der Westerwald, ein Hochland ohne Bergkämme, von zahlreichen Bächen und Flüssen unregelmässig zerschnitten, in den höchsten Flächen mit ausgedehnten Torfmooren und Weideflächen bedeckt. Von der Lahn, der Sieg und dem Rheine umflossen, erhebt sich das Plateau des Westerwaldes ziemlich gleichmässig zu einer Höhe von 500 bis 550 m; nur die Mitte desselben, der „Hohe Westerwald“, steigt höher an: im Saalberg bis zu 654,5 m und 5 km weiter östlich in den Fuchskauten bei Willigen bis zu 657 m Meereshöhe.

Durch den tiefen und langen Quereinschnitt der Dill geschieden vom Westerwalde, doch noch zu diesem Gebirgsabschnitte zu rechnen, ist das Bergland zwischen Dill und oberer Lahn, welches teils zum Kreise Wetzlar, teils zum nassauischen Dillkreise, teils zum ehemals hessendarmstädtischen „Hinterlande“ gehört. Die Berge dieses zum Teil wenig fruchtbaren Landes sind etwa 400 m hoch, steigen jedoch gegen Norden höher an, so bis zu 611 m in der Angelburg auf dem Schelderwalde.

Gegen Nordwesten zur unteren Sieg und zum Rheine hin verflacht sich allmählich das Hochland des Westerwaldes: im Neuwieder Lande ragen über 350 m hoch zumeist nur die dem Devonplateau aufgesetzten Basaltkuppen, z. B. der Asberg mit 441 m auf der Scheide

[1]) Der höchste Punkt der Donnersberger Porphyrplatte, der „Königsstuhl“, steht auf der bayrischen Generalstabskarte in 1 : 50 000 mit der Höhe von 236,2 bayrischen Ruten verzeichnet; eine bayrische Rute ist gleich 2,9186 m, also 236,2 = 689,37 m. Dazu ist zu berücksichtigen, dass der Nullpunkt der bayrischen Triangulation 1,7 m unter Normalnull liegt: die Höhe des Donnersberges wäre demnach 687,67 m über Normalnull, welche Zahl auch auf der neuen Karte des Deutschen Reiches in 1 : 100,000 angegeben ist. Der Name Donnersberg erscheint in einer Wormser Urkunde vom Jahre 869 in der Form „Thoneresberg“ und leitet sich ab vom Gotte Thunar der altdeutschen Mythologie.

zwischen Rhein und Wiedbach. An diesen Teil des Westerwaldes schliesst sich unmittelbar an das Siebengebirge, gegenüber Bonn, ein vulkanisches Kuppengebirge, dessen Basalt- und Trachytkegel auf dem unterlagernden devonischen Schiefergebirge aufsitzen. Von den „sieben Bergen“ ist der grosse Oelberg mit 463,8 m der höchste, dann folgt die Löwenburg mit 459 m. Der zunächst über dem Rheine aufragende malerische Drachenfels ist 325 m hoch und überragt den Spiegel des Rheines (49 m) um 276 m.

Das über sehr weite Flächen ausgedehnte Hochland nördlich der Sieg bis zur Ruhr wird mit dem allgemeinen Namen des Sauerlandes (eigentlich „Süderland“, nämlich der südliche Teil von Westfalen) bezeichnet; wenn auch manche Teile dieses grossen Gebietes noch andere Namen tragen, so sind dieselben mehr durch die Grenzen der Kreise und Herrschaften, als durch scharfe orographische Linien voneinander geschieden. Auch gegen den Westerwald hin bleiben Uebergänge vom Sieger und vom Wittgensteiner Lande her ins hessische Hinterland.

Der höchste Teil des Sauerlandes liegt im Osten und begrenzt das Wittgensteiner Land gegen Norden: er wird Rothaar- (oder Rotlager-) Gebirge genannt, ein langer Bergrücken von 740 m mittlerer Höhe im Streichen des ganzen Gebirges von Westsüdwest nach Ostnordost gerichtet, der von den Quellen der Itter im Waldeckschen bis nach Oberhunden im Sieger Lande hinzieht. Die grösste Erhebung des Rothaargebirges und zugleich der höchste Punkt in Westfalen, der Kahle Astenberg, ist 842 m hoch, um 28 m höher als der Wald-Erbeskopf, der höchste Berg der Rheinprovinz, und nur um 38,6 m niedriger als der Grosse Feldberg im Taunus. Auf der Südwestseite des Astenberges entspringt die Lenne, ein Fluss, der einen grossen Teil des Sauerlandes durchquert, ehe er bei Bathey in die Ruhr einmündet. Die Ruhr entspringt nordöstlich vom Astenberge an dem 705,5 m hohen Ruhrkopfe bei Winterberg.

Etwa 15 km vom südwestlichen Ende des Rothaarbergzuges entfernt liegt die Wasserscheide zwischen den Quellen der Lahn, Eder und Sieg auf Bergrücken, welche auf der Grenze zwischen dem Wittgensteiner und dem Sieger Lande sich kaum über die Hochflächen des Gebirges erheben; diese wichtige Wasserscheide erreicht im Welschengeheg am Heiligenborn südlich über den Lahnquellen 695 m Meereshöhe, bei Grossenbach über den Siegquellen 612 m und im Pfaffenhain bei Lützel zwischen den Ederzuflüssen 678,6 m: die Ederquelle selbst am Ederkopfe entspringt in 612,6 m. Am höchsten steigt im Wittgensteiner Hochlande der Bärenkopf mit 697 m an, auf der Scheide zwischen Lahn und Eder nördlich von Laasphe gelegen.

Hier von diesen Bergen zwischen Eder und Lahn aus entsendet das rheinische Schiefergebirge seinen östlichsten Ausläufer, den Kellerwald, eine Berggruppe, welche nördlich von der Eder umflossen und westlich durch die flache Triassenke zwischen Frankenberg und Wohra von dem Stock des Gebirges abgetrennt wird. Der Wüstegarten bei Jessberg mit 673 m ist die höchste Kuppe des Kellerwaldes; das Hohe Lohr bei Kloster Haina ist 655 m hoch, während Fritzlar an der Eder östlich des Kellerwaldes in 222 m Meereshöhe liegt.

Die Höhe des Sauerlandes nimmt nach Westen zur Kölner Bucht hin allmählich ab: die grösste Höhe im Berglande zwischen der unteren Sieg und der Agger erreicht der Heckberg bei Ründeroth mit 386 m. Weiter nördlich hebt sich aus dem Plateau zwischen der Lenne und der Wupper ein dem Rothaargebirge entsprechender aber kürzerer und weniger hoher Rücken hervor, die Ebbe, ein Bergzug, der sich ebenfalls im allgemeinen Streichen des Gebirges von Westsüdwest in Ostnordost richtet; der Gipfelpunkt des Ebbegebirges, die Nordhelle, übersteigt mit 665,6 m immer noch um 8 m die grösste Höhe des Westerwaldes.

In keinem Teile des rheinischen Schiefergebirges erstrecken sich die Hochflächen von 600—650 m und mehr Meereshöhe über so weite Gebiete wie im Sauerlande; daher gehört dieser Abschnitt des Gebirges auch zu den rauhesten Teilen desselben, er ist verhältnismässig schwach bevölkert und trägt auf seiner Oberfläche die ausgedehntesten Wälder; gleichwohl wird z. B. am Kahlen Astenberg noch in 750 m Höhe Getreide angebaut.

Am nördlichen Rande des westfälischen Berglandes schneidet die Ruhr und ihr Zufluss, die Möhne, einen von West nach Ost langgezogenen schmalen Höhenzug ab, der zum grossen Teil bereits aus den Kreidestufen des Beckens von Münster besteht. Dieser im Mittel 200 m hohe Zug heisst die „Haar“ (von Hart = Wald; der Name Haarstrang der geographischen Lehrbücher wird wenig angewendet an Ort und Stelle). Einzelne Teile dieses Zuges tragen besondere Namen: „Schelk“ heisst die Wasserscheide südwestlich von Werl; „Hellweg“ die Vorhügel an der oberen Emscher bei Unna und Dortmund; das „Ardei“ die Höhen südlich Dortmund über Herdecke an der Ruhr. Im Osten erhebt sich die Haar bei Rüthen über der Möhne bis zu 377 m, im Schelk östlich Unna zu 234 m und auf dem Ardei in der Hohensyburg gegenüber der Einmündung der Lenne in die Ruhr zu 244 m.

Der nordwestliche Teil des niederrheinischen Schiefergebirges, die Eifel, das Hohe Venn und die Ardennen, bilden zusammen ein grosses, im ganzen wenig gegliedertes Bergland, dessen Umfang durch die untere Mosel, die belgisch-französische Grenze, die niederländische Tiefebene und die Kölner Bucht angegeben ist. Die breiten Rücken und weitausgedehnten Hochflächen dieses Gebietes halten sich in Höhen von 650 m. Doch zieht sich durch die Mitte der Eifel quer von Nord nach Süd und Südwest, von Commern über Gerolstein und Bitburg nach Trier und zur Luxemburger Grenze eine flache Einsenkung, deren grösste Höhe auf der Wasserscheide bei Blankenstein zwischen den Zuflüssen zur Ahr, Urft und Kyll in 573 m liegt, und deren Plateauflächen gegen Südwest bis auf 400 und 350 m Meereshöhe abnehmen; in dieser Senke lagern die Reste der einst weit über das devonische Schiefergebirge ausgebreiteten Triasdecke.

Die zahlreichen Flüsse dieses Gebietes, Zuflüsse zum Rheine, zur Mosel und Maas, haben sich tiefe, schmale, vielfach gewundene Thäler in die Berglande eingegraben. Häufig geschieht es daher in diesen Gegenden, dass der Wanderer auf dem Wege über die scheinbar unbegrenzt sich ausdehnenden, ebenen Plateauflächen seinen Schritt plötzlich gehemmt sieht von jäh abstürzenden Gehängen und überrascht

hinabblickt in ein tiefeingesenktes, enges Thal, durch dessen frischen Wiesengrund ein hellglänzendes Gewässer meist mit unbedeutendem Gefälle hinzieht; es sind dies alles Erosionsthäler, deren typische Formen die Wirkung des das Schiefergebirge leicht durchschneidenden fliessenden Wassers deutlich erkennen lassen.

In dem Berglande der Eifel[1]) unterscheidet man die Hohe Eifel, welche den östlichen Teil dem Rheine zugewandt einnimmt, die Vorder-Eifel, die Berge westlich der Hohen Eifel von Stadtkyll über Gerolstein und Daun bis zur Mosel, die Schneifel (Schnee-Eifel) zwischen Stadtkyll und Bleialf, und endlich den Losheimer Wald im Quellgebiete der Kyll, Our, Warche und Roer.

Der höchste Berg der Hohen Eifel ist die Hohe Acht 760 m, ein Basaltkegel dem Devonplateau aufgesetzt; die ausgedehnten Hochflächen der Hohen Eifel besitzen die mittlere Höhe des ganzen Gebirges von 600—650 m über dem Meere. Zum Becken von Neuwied hin nimmt die Höhe der Eifel allmählich ab: die vulkanische Umgebung des Laacher Sees erreicht zwar noch im Hochsimmer 574 m und im Gänsehals 571 m; die Oberfläche der devonischen Grundlage unter diesen aufgeschütteten Vulkanen liegt aber dort etwa 360 m und der Spiegel des Laacher Sees nur 275 m hoch.

Die Vorder-Eifel ist durch ihre jungvulkanischen Gebilde, die Vulkane mit noch wohlerhaltenen Kratern, die Lavaströme, Tuffe und Maare, ebenso berühmt und merkwürdig, wie die Umgegend des Laacher Sees. Sie bleibt im ganzen niedriger als die Hohe Eifel, da ihre devonischen Plateaus unter den aufsitzenden Vulkankuppen im Norden etwa 500 m hoch liegen, gegen Süden und Südwesten an Höhe abnehmen bis zu 400 m; nördlich der Mosel zwischen Uess- und Alfbach steigt hier der Quarzitrücken des Kondelwaldes im Raidelheck noch bis 467 m an. Der höchste der erloschenen Vulkane der Vorder-Eifel ist der Ernstberg mit 690 m, ziemlich in der Mitte der von Nordost gegen Südwest gerichteten, 50 km langen Vulkanreihe gelegen; der breite Mosenberg mit seinen drei Kratern bei Manderscheid ist 524 m hoch; die Papenkaule 555,8 m bei Gerolstein. Von den Maaren, diesen eigentümlichen Kraterseen der Eifel, liegt das Weinfelder Maar bei Daun am höchsten mit 478,8 m Höhe seines Wasserspiegels.

Die Schneifel schliesst sich an das Nordwestende der Vordereifel, wie der Kondelwald an das Südostende derselben an; beide Bergzüge sind Quarzitrücken, gerichtet im allgemeinen Streichen des Gebirges in Ostnordost. Die Schneifel ist ansehnlich länger und höher als der Kondelwald, nämlich 20 km lang gegen 10 km des letzteren, und in ihrem Gipfel, dem Kirschgerot, 696 m hoch gegen 467 m des Kondelwaldes; diese Höhendifferenz entspricht der allgemeinen Absenkung der ganzen Eifel gegen Süd zur Mosel hin.

Zu noch grösserer Höhe erhebt sich das Devonplateau 10 km nördlich des Schneifelrückens im „Losheimer Wald", einem ausgedehnten

[1]) Der Name der Eifel (unbekannten Ursprungs) findet sich zuerst erwähnt als pagus eiflensis in einer Urkunde des Jahres 975; später heisst die Gegend stets Gau Eiflia, Eifelgau.

Waldgebiete mit einigen kleinen Hochmooren besetzt; der Weisse Stein zwischen den Quellen der Warche und der Kyll ist mit 710 m Höhe der Gipfelpunkt nicht allein der Loosheimer Hochflächen, sondern der ganzen westlichen Eifel und überragt um einige Meter selbst die höchsten Punkte des Hohen Venn und der Ardennen.

Den Nordrand des linksrheinischen Schiefergebirges bildet das Hohe Venn [1]), dessen öde und kalte Hochflächen meilenweit mit Torfmooren bedeckt sind. Das Hohe Venn erstreckt sich 55 km lang von der nordöstlichen Gebirgsecke bei Düren nach Südwest über die belgische Grenze und über Spaa hinaus bis nach Stavelot und bis an die Amblève (Amel), einen Zufluss der Ourthe, welcher die Warche und die Salm aufnimmt. Die Hochmoore auf dem Hohen Venn liegen in ca. 650 m Höhe; die höchsten Punkte auf demselben sind die Botrange 695,5 m nordwestlich von Sauerbrodt gelegen und einige Kilometer weiter nördlich die Baracke Sankt Michael 693 m an der belgischen Grenze. Weiter östlich erreicht die Steinlei nordwestlich Montjoie 656 m und etwas weiter westlich das Haus Hattlich 598 m; Hocquay, ein Dörfchen auf der belgischen Seite des Hohen Venn, 7 km westlich der Botrange, liegt noch in 631,8 m Höhe. Die neue Bahnlinie von Aachen nach Montjoie überschreitet den östlichen Teil des Hohen Venn bei Lammersdorf in 547 m Meereshöhe. Das Hohe Venn erscheint von Norden aus gesehen als ein ansehnlicher Gebirgszug, da dasselbe rasch zur niederländischen Tiefebene absinkt, während sich auf der Südseite unmittelbar die hohen Berglande der Eifel anschliessen, so dass von dort aus das Hohe Venn nicht als Gebirge hervortritt.

Die Ardennen [2]) bilden die westliche Fortsetzung des Losheimer Waldes und des Hohen Venn; nördlich den Ardennen vorgelagert ist das niedrigere Bergland des Condroz [3]). Die ersteren beginnen noch im Preussischen bei Sankt Vith, sie dehnen ihre weiten Hochflächen in den südlichen Provinzen von Belgien aus und endigen auf französischem Boden bei Mezières und Hirson. Die Hochebenen der Ardennen sind zum Teil ebenso bedeckt wie das Hohe Venn mit Torfmooren, welche in Belgien „Fagnes“ oder „Fanges“ (daher das Hohe Venn „Hautes Fanges“) und in Frankreich „Rièses“ genannt werden. Diese Hochflächen der Ardennen nördlich der Sauer und Semois liegen immer noch in bedeutenden Höhen: die Wasserscheide hat zwischen Sankt Vith und Recht 513 m Höhe, am Signal nordöstlich Bastogne 576 m, bei Bercheux zwischen den Quellen der Ourthe und Sauer 497 m, an der Croix-Scaille auf der französisch-belgischen Grenze 504 m und auf dem Mont Tranet östlich über Revin an der Maas 454 m. Die Hochebene von Rocroi westlich der Maas besitzt nur 390 m Meereshöhe.

---

[1]) Venn oder Fenn, althochdeutsch fenni, niederländisch Veen, französisch Fagne, heisst Sumpf; diese Benennung trägt das Hohe Venn von den grossen Hochmooren, die sich auf seinem Rücken ausdehnen.

[2]) Ardennen vom keltischen ard, die Höhe; Arduenna silva nennt Cäsar (de bell. Gall. V, 3; VI, 29) das ganze Waldgebirge, von der Maas (Mosa) durchflossen, bis zum Rheine; ebenso Tacitus, Annal. III, 42.

[3]) Von den Condrusi benannt, Volksstamm in Germania inferior (Gallia belgica), südlich der Maas und nördlich der Ardennen ansässig, bei Cäsar de bell. Gall. II, 4 und VI, 21.

Die Maas, welche 200 km südlich der Ardennen auf dem Plateau von Langres nur in 409 m über dem Meere entspringt, durchschneidet zwischen Mezières und Givet Ardennenplateaus von 400 m Meereshöhe; das Hügelland, welches die Maas zunächst oberhalb ihres Einbruches in die Ardennen durchfliesst, erreicht in seinen höchsten Höhen nur 325 m. Bei Mezières liegt der Spiegel der Maas in 147 m, bei Givet am Ausfluss aus den Ardennen in 125 m: die Tiefe des Schnittes der Maas in die Ardennen beträgt also mindestens 175 m; nicht selten besitzen die unmittelbar von der Maas ansteigenden Thalgehänge 150 m Höhe. Derartige hydrographisch-topographische Rätsel finden ihre Lösung nur in der geologischen Entwicklungsgeschichte der Erdoberfläche: das Schiefergebirge ist im Laufe der Zeiten weniger tief eingesunken als die umlagernden Triastafeln, wie wir weiter unten auszuführen haben, während die Flüsse ohne Unterlass ihre einschneidende, thalbildende Arbeit verrichteten.

Die Ourthe entspringt auf dem höchsten Rücken der Ardennen bei Bastogne und mündet bei Lüttich in 55 m über dem Meere in die Maas ein. Den Raum nördlich der Ardennen zwischen der unteren Ourthe und der Maas in der Strecke von Givet über Namur bis Lüttich nimmt das niedere Bergland des Condroz ein, ein fruchtbares, wohlbebautes Land von geringerer Höhe als die Ardennen und das östlich anhebende Hohe Venn.

Ueberblicken wir noch einmal kurz das ganze vorgeführte Gebiet des niederrheinischen Schiefergebirges, so kommt in den Höhenzahlen der einzelnen Gebirgsabschnitte und in den Tiefenzahlen der einschneidenden Flüsse am schärfsten die Erhebung des Gebirges zum Ausdruck: die durchschnittliche Höhe der Plateauflächen beträgt 600 m, diejenige der höchsten Punkte in den sechs Hauptabschnitten des Taunus, Hunsrück, Westerwaldes, des Sauerlandes, der Eifel und des Hohen Venn 700 bis 880 m. Dagegen verlassen die Flüsse das Gebirge in den folgenden Tiefen: der Rhein oberhalb Bonn in 44 m; die Maas bei Mastricht in 42,35 m; die Mosel bei Koblenz in 58 m; die Ahr an ihrer Mündung unterhalb Sinzig in 51 m; die Nahe bei Bingen in 78 m; der Main gegenüber Mainz in 81 m; die Lahn bei Lahnstein in 61,7 m; die Ruhr bei Ruhrort in 23 m. Zwischen dem Rheinpegel bei Bonn und dem höchsten Punkte des Schiefergebirges, dem Grossen Feldberg, besteht ein Höhenunterschied von 837 m. Der Rhein und seine Zuflüsse haben demnach im Bereiche des niederrheinischen Schiefergebirges im Laufe der Zeiten ihre Thalwege sehr tief eingeschnitten und ihr Gefälle stark nivelliert, was ihnen erleichtert wurde durch die grosse Masse des mitgeführten Wassers; es liegt eben der Oberlauf nicht allein des Rheines selbst, sondern auch der Maas, der Mosel, der Saar und des Maines weit ausserhalb des niederrheinischen Schiefergebirges, so dass diese Flüsse bereits mit bedeutender Wasserfülle in das Gebirge eintreten; diese eigentümliche und wichtige Erscheinung, welche das rheinische Schiefergebirge mit wenig anderen Gebirgen teilt, lässt sich nur aus den geologischen Verhältnissen der übrigen rheinischen Gebirge, besonders aber des oberrheinischen Gebirgssystemes erklären.

II. Die Schichtensysteme des niederrheinischen Schiefergebirges.

Im Bereiche des niederrheinischen Schiefergebirges werden wir den folgenden Schichtensystemen begegnen, deren Abteilungen mit ihren wichtigeren Stufen wir hier gleich übersichtlich anführen wollen:

Jüngste Bildungen: Alluvium und Diluvium.

Systeme:	Abteilungen und Stufen:	
Tertiär	(Pliocän noch nicht nachgewiesen.) Miocän (Braunkohlenbildung). Oligocän. (Eocän, nur in Belgien vorhanden.)	
Kreide	Senon Turon Cenoman	obere Kreide.
	Gault Neocom	untere Kreide.
Jura	(Weisser Jura fehlt.) (Brauner Jura fehlt.) Lias, unterer Jura.	
Trias	Keuper. Muschelkalk. Buntsandstein.	
Perm	Zechstein. Rotliegende Schichten.	
Karbon	Produktive Steinkohlenschichten: Oberkarbon. Kohlenkalk und Culm: Unterkarbon.	

Systeme:	Abteilungen und Stufen:	
Devon	Cypridinenschiefer Goniatitenkalk	Oberdevon.
	Stringocephalenkalk Calceolaschichten	Mitteldevon.
	Koblenzer Grauwacken Hunsrückschiefer Taunusquarzite Taunusphyllite	Unterdevon.
Silur	(Obersilur fehlt.) Untersilurische Schichten. Cambrische Schichten.	

Liegendes Gebirge: Granite und Gneisse.

1) Der Untergrund des devonischen Systems.

Das niederrheinische Schiefergebirge besteht seiner grössten Masse nach aus den Stufen des devonischen Systems. Nur in den Ardennen und im Hohen Venn treten unter dem Devon noch mächtige Glieder des Silurischen Systems hervor; ausserdem beweisen verschiedene Anzeichen, dass die Grundlage des ganzen Schiefergebirges, entsprechend den Verhältnissen im übrigen Deutschland, sich aus Gesteinen der Archäischen Gruppe zusammensetzt.

a. Archäische Gesteine.

Granit war bis vor kurzer Zeit aus dem Bereiche des niederrheinischen Schiefergebirges nur bekannt in Geröllen Devonischer Konglomerate oder des Rheindiluviums und in Stücken eingeschlossen in Basalten, Laven und vulkanischen Tuffen.

Die französischen und belgischen Geologen Gosselet, Barrois, Renard [1]), Dewalque u. a. nehmen an, dass die Konglomerate und Arkosen, welche an der Basis des Unterdevons in den Ardennen und am Hohen Venn lagern, zum grossen Teil ihr Material an Feldspat, Kaliglimmer und Turmalin durch Zerstörung von Graniten erhalten hätten, welche zur Zeit der Ablagerung des Unterdevons in der Nähe dieser Gegenden an der Oberfläche anstehend vorhanden gewesen seien.

Schärfer ist der zweite Beweis: die Einschlüsse von archäischen Gesteinen in Laven und vulkanischen Tuffen wurden sicherlich von den Eruptivmassen auf ihrem Wege in der Tiefe des Untergrundes abgebrochen und bei der Eruption an die Erdoberfläche befördert. Die grosse Mehrzahl der Einschlüsse in Basalten, vulkanischen Aschen und

[1]) Bull. Soc. géolog. de France, III série, tome XI, S. 670—672. Paris 1883.

Bimssteinsanden im Gebiete des Schiefergebirges gehört zwar den in den oberen Teufen durchbrochenen devonischen Schiefern an, deren Stücke sich oft sehr stark in den Tuffen anhäufen. Aber es kommen auch nicht selten Einschlüsse von archäischen Gesteinen vor. Th. Wolf führt unter den Auswürflingen aus der Umgebung des Laacher Sees von „Urgesteinen" an [1]): Granit, Diorit, Gneiss, Hornblendegneiss, Cordieritgneiss mit Granat, Korund und Spinell; Granulit, Glimmer- und Chloritschiefer. Auch von der abgelegenen Ausbruchstelle zu Schweppenhausen bei Stromberg am Südrande des Hunsrück führt Th. Wolf (S. 459) Granit- und Gneissauswürflinge an. Interessant ist, dass unter den Einschlüssen in der Lava von Niedermendig und aus den vulkanischen Tuffen des Laacher Sees sich eine ganze Reihe von Gesteinen befinden, welche für die Kontaktzonen zwischen Graniten und Schiefern charakteristisch sind: Fleck-, Knoten-, Frucht-, Andalusit-, Chiastolith- und Knotenglimmer-Schiefer, Hornfels und Andalusit-Hornfels. In den Sammlungen von Bonn und Neuwied liegen eine Anzahl dieser und anderer Einschlüsse, auch Turmalingranit, aus Laven der Umgebung des Laacher Sees, des Siebengebirges und aus Basalten bei Linz am Rhein [2]).

Einen anderen Fundort von Einschlüssen archäischer Gesteine im Bereiche des Schiefergebirges hat Fr. Sandberger [3]) bekannt gemacht: im Basalte von Naurod im Taunus, nördlich von Wiesbaden gelegen, erkannte Sandberger Einschlüsse von verschiedenen Gneissen, von Dioriten und Gabbros, Gesteinen, welche die Hauptmasse des vorderen Odenwaldes und der Bergstrasse zusammensetzen.

Die Granite bei Messel zwischen Frankfurt und Darmstadt liegen in einer Entfernung von 30 km vom Devon am Südabhange des Taunus zu Tage; die Gneisse in der Umgegend von Aschaffenburg sind ebenfalls nicht weiter als 30 km von dem Unterdevon bei Homburg vor der Höhe entfernt. Auf der linken Rheinseite liegt der nördlichste Punkt für das Vorkommen von granitischen Gesteinen am Ostrande der Haardt in der Vorderpfalz bei Battenberg in 55 km Entfernung vom devonischen Südrande des Hunsrücken. In der Rhön, 60—70 km entfernt vom Ostrande des Schiefergebirges, enthalten die Laven und vulkanischen Tuffe noch reichlicher als in der Eifel und im Siebengebirge Stücke von Graniten und Gneissen eingeschlossen.

[1]) Zeitschrift der deutsch. geolog. Ges. XIX. Bd., S. 475, Berlin 1867. Siehe auch: Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzonen an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald, in Abhandl. zur geolog. Specialkarte von Elsass-Lothringen Bd. I, S. 252, Strassburg 1877; A. von Lasaulx, Auswürflinge und Einschlüsse jüngerer rheinischer Eruptivgesteine, im Katalog der Ausstellung beim Internat. Geolog. Kongress zu Berlin S. 24—32, Berlin 1885, und derselbe, Der Granit unter dem Cambrium des Hohen Venn, Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl. Westf. Bd. 41, S. 420—425. Bonn 1884.

[2]) Von letzterem Orte erwähnt J. Nöggerath schon 1840 eines 15 cm langen Einschlusses von grobkörnigem Granit aus dem Basalte des Mendeberges, in Karsten und Dechens Archiv Bd. 14, S. 245—247. Berlin 1840.

[3]) F. Sandberger, Ueber den Basalt bei Naurod und seine Einschlüsse, im Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Bd. 33, Heft 1, S. 32—60, Wien 1883, und derselbe: „Was liegt unter dem Taunus?" Deutsche Touristen-Zeitg. 1883, Nr. 3, S. 37—39. Frankfurt a. M.

Endlich ist auch der Granit anstehend an der Oberfläche des niederrheinischen Schiefergebirges aufgefunden worden, und zwar auf dem Hohen Venn: die neue Bahnlinie von Aachen nach Montjoie schnitt auf der Hochfläche des Venn bei Lammersdorf Granit an in einer Länge von 24 m. Dieser Granit ist ein feinkörniger, quarz- und glimmerarmer Granit; er enthält vorwiegend Orthoklas, dann Quarz und lichtbraunen Biotit, daneben Plagioklas, Epidot, Magneteisen, Chlorit, Rutil und Pyrit [1]).

Die Oberfläche des Granites ist von Thon und Moor bedeckt; die oberen Teile desselben sind stark verwittert und kaolinisiert. Lasaulx's Annahme, dass der Granit vom Bahneinschnitt bei Lammersdorf weiter nach Ost und West durchgehe und das eigentliche Rückgrat des Hohen Venn bilde, ist sehr wahrscheinlich; auch dass derselbe nicht einen Gang in den anlagernden cambrischen Schiefern und Quarziten darstelle, wie Dewalque vermutet [2]), sondern dass dieser Granit ein Teil der archäischen Grundlage des Gebirges und bei der Gebirgsfaltung passiv durch die cambrischen Schichten heraufgeschoben worden sei, in ähnlicher Weise wie der Granit des Ramberges im Harze, scheint die Anlagerung der Schiefer zu bestätigen: die cambrischen Schichten auf der Nordseite des Granites sind übergekippt und fallen daher im selben Sinne, wie diejenigen auf der Südseite des Granites, nämlich in Südost ein; oder es liegt eine Ueberschiebung des Granites über die Schiefer der Nordseite vor, wie solche Ueberschiebungen in Schuppenstruktur auf der Nordseite des Hohen Venn und der Ardennen an vielen Stellen vorkommen. Am Kontakt zwischen Schiefer und Granit sind keine Veränderungen in der Schiefermasse zu erkennen, soweit die ziemlich verwitterten Schichten eine Untersuchung gestatten.

Aus diesen verschiedenen Beobachtungen über das Auftreten von archäischen Gesteinen im niederrheinischen Schiefergebirge geht hervor, dass die Grundlage dieses Gebirges in der Tiefe unter dem Devon sich aus Graniten, Gneissen und anderen Gesteinen der archäischen Gruppe zusammensetzt, wie dies auch in den anderen deutschen Gebirgen der Fall ist.

b. Silurisches System.

Ablagerungen des Silurischen Systemes sind bisher nur im nordwestlichen Teile des niederrheinischen Schiefergebirges bekannt geworden, und zwar in den Ardennen, im Hohen Venn, im Condroz und im südlichen Brabant. Dumont in seinem berühmten Werke und Gosselet beschreiben [3]) genau die verschiedenen silurischen Vorkommen in den dortigen Gegenden.

---

[1]) A. von Lasaulx, Der Granit unter dem Cambrium des Hohen Venn. Verh. nat. Ver. Rheinl. Westf. Bd. 41. S. 418—450. Bonn 1884.

[2]) G. Dewalque, Sur les filons granitiques et les poudingues de Lammersdorf. Annales de la Soc. géol. de Belgique tome XII Bull., S. 158—163, Liège 1885.

[3]) A. Dumont, Mémoire sur les terrains ardennais et rhénans de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros. Nouv. Mém. de l'Acad. roy. de Belgique tome XX et XXII. Bruxelles 1846—1848.

Wenn man die untere Abteilung des Silurischen Systemes als „Cambrische Stufe" („Cambrium") bezeichnet, so bestehen aus derselben das „Massiv von Rocroi", das ist die Gegend von Hirson an über Rocroi und über die Maas fort bis auf die Höhe der Ardennen an der französisch-belgischen Grenze; eine kleine Partie bei Givonne am Südrande der Ardennen nördlich von Sedan; eine noch kleinere Insel mitten im Devon bei Serpont auf der Nordseite der Ardennen an der Bahnlinie von Namur nach Arlon; und endlich der grössere Teil des Hohen Venn oder das „Massiv von Stavelot", wie es Dumont nannte.

Von der oberen Abteilung des Silur ist die untere Stufe, das Untersilur, nachgewiesen worden in einer schmalen Zone am Nordrande des Condroz hin, von Lüttich über Huy bis oberhalb Namur, dann über die Maas fortsetzend bis in die Gegend von Charleroi an der Sambre. Weit ausgedehnter, aber zumeist bedeckt mit tertiären Ablagerungen erscheinen die untersilurischen Schichten in den Thaleinschnitten des südlichen Brabant von Hozémont im Pays de Hesbaye nördlich der Maas zwischen Lüttich und Huy an, über Héron und Dhuy, in den oberen Thälern der Dyle und der Senne bis nach Enghien. Endlich erscheint noch im Hennegau (le Hainaut) südlich von Mons, mitten im Kohlenbecken ein kleiner Aufbruch von silurischen Schichten. Das Obersilur fehlt.

Die Gesteine der Cambrischen Stufe bestehen vorwiegend aus Schiefern, denen häufig Quarzite einlagern. Die Schiefer sind gewöhnliche, dunkelgraue Thonschiefer, nicht selten als Dachschiefer zu gebrauchen, oder es sind seidenglänzende Phyllite, Schiefer, deren Masse sich zumeist aus Schüppchen von Sericit, einem Kaliglimmer, und aus kleinsten Quarzkörnchen zusammensetzt [1]). Gelegentlich sind die Schiefer erfüllt mit Ottrelith [2]), einem dem Chlorit verwandten Glimmer, oder mit kleinen Granaten und zwar meist Mangangranaten (Spessartin), oder mit feinen Eisenglanz-Schüppchen, mit Schwefelkies-Krystallen oder mit Magneteisen; auch Staurolith, Turmalin, Zirkon und Rutil kommen vor, zum Teil nur in Mikrolithen [3]).

Die Quarzite der Cambrischen Stufe sind weiss, grau oder schwarz

---

J. Gosselet, Esquisse géolog. du Nord de la France et des contrées voisines, 1er fasc. Terrains primaires, Text und Atlas. Lille 1880.

Siehe auch die geologische Karte von Belgien im Massstabe 1 : 500,000 von G. Dewalque. Lüttich 1879.

[1]) A. Renard, Note sur la structure et la composition des phyllades ardennais, Bull. Soc. géol. de France, III série, tome XI, S. 638—642. Paris 1883.

[2]) Das kleine Dorf Ottré, nach welchem dieser Glimmer benannt wurde, liegt 5 km südwestlich Viel-Salm am Südwestende des Cambrium des Hohen Venn.

[3]) F. Zirkel, Der Phyllit von Recht im Hohen Venn, Verhandl. nat. Ver. Rheinl. Westf., 31. Jahrg., S. 83—86. Bonn 1874. Nach Zirkels Untersuchungen besteht dieser Phyllit von Recht, einem Dorfe halbwegs zwischen Malmédy und Sankt Vith auf der Südseite des Hohen Venn gelegen, aus winzigen Eisenglanzschüppchen (die grössten Täfelchen nicht über 0,005 mm), aus zarten Lamellen eines farblosen Glimmers (? Sericit) und aus sehr kleinen Granaten, deren wohlausgebildete Krystalle in reichlicher Menge den dritten wesentlichen Bestandteil des Schiefers bilden; Quarz und Feldspat fehlten den untersuchten Gesteinsstücken vollständig. Den reichlichen Gehalt an Granaten teilt dieser Phyllit mit den Wetzschiefern, mit denen er wechsellagert.

gefärbt und treten zuweilen auf in der Form von Wetzschiefern, sehr feinkörnigen Gesteinen, welche aus Quarz und zu 60—70 Proz. aus Mangangranat bestehen.

Die Schiefer des Cambrium enthalten im Massiv von Rocroi und zwar in der Gegend zwischen Le Trembley (10 km südlich Rocroi) im Westen, Revin an der Maas im Norden und Haut-Butaux (10 km östlich Revin) im Osten an etwa 50 bekannten Stellen Porphyroïde eingelagert, von denen diejenigen von Mairus zwischen Deville und Laifour an der Maas am bekanntesten sind. Die Porphyroïde der Ardennen sind schiefrige Gesteine, welche in einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse von Quarz, Feldspat und Sericit (auch Biotit oder Chlorit) eine grosse Anzahl von einzeln eingesprengten Feldspäten und Quarzen enthalten; die eingesprengten Feldspäte sind gewöhnlich 4—20 mm, viele bis 40 mm, einzelne 80—100 mm grosse Krystalle, meist an den Kanten abgerundet, oder ganz abgerundet, häufig zerbrochen, und bestehen vorwiegend aus Plagioklas, daneben auch aus Orthoklas, der häufig eine Hülle von Plagioklas trägt [1]). Diese Porphyroïde sind in regelmässigen, bis zu 10 m mächtigen Schichten den gewöhnlichen Phylliten, welche keinen Feldspat, sondern nur Glimmer (Sericit) und Quarz enthalten, concordant eingelagert [2]). An einer Stelle unterhalb Laifour, auf dem linken Ufer der Maas, lagert Porphyroïd unmittelbar über dem Eruptivlager eines körnigen Quarzdiorites (Amphibolite, Vallée-Poussin et Renard; Epidiorit, Gümbel), und zwar nimmt der 6—7 m mächtige, massige Diorit zur Decke des Porphyroïd hin allmählich eine schiefrige Struktur an.

Diese Quarzdiorite mit faseriger Hornblende und Chlorit liegen an mehreren Stellen an der Maas als Decken zwischen den cambrischen Schichten (siehe Profil 1); sie entsprechen den bekannten Epidioriten von Lessines und Quenast im Untersilur von Brabant. Ausserdem sind noch aus dem Cambrium von Eruptivgesteinen bekannt geworden: ein ziemlich zersetzter Quarzporphyr bei Spaa auf der Nordseite des Hohen Venn, und ein Diabas zwischen Challes und Stavelot in Lagern oder Gängen von geringer Ausdehnung.

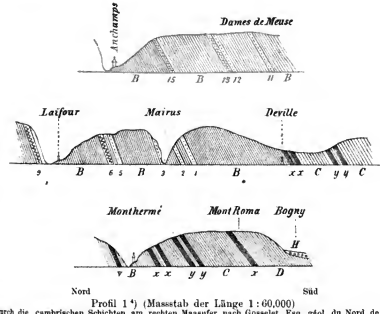
In der Cambrischen Stufe der Ardennen und des Hohen Venn sind bisher nur zweifelhafte Reste von Versteinerungen vorgekommen: Malaise fand eine Lingula in den Phylliten von Lierneux bei Viel-Salm

---

[1]) Ch. de la Vallée-Poussin et A. Renard, Mémoire sur les caractères minéralogiques et stratigraphiques des roches plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française, Mém. cour. de l'Acad. roy. de Belgique, tom. XI. Bruxelles 1876. Im Auszuge von den Autoren mitgeteilt in der Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 28, S. 750—774, mit Karte. Berlin 1876.

[2]) Ueber die Entstehung dieser Porphyroïde der Ardennen sind die Meinungen noch geteilt: die einen halten sie für reine Eruptivgesteine, deren Masse schiefrig geworden sei; andere glauben, dass diese Porphyroïde aus einer Mischung von dem sedimentären Phyllitmateriale mit vulkanischen, gleichzeitig mit diesen unter Wasser abgesetzten Aschen von Eruptivgesteinen entstanden seien, in ähnlicher Weise wie die Schalsteine in Nassau. Die letztere Annahme ist die verständlichere und bietet mehr Analogie als die erstere, welche die schiefrige Struktur und das phyllitische Material der Porphyroïde nicht erklärt.

im Massiv von Stavelot [1]; Davidson habe zwar die Natur der Lingula bestätigt, aber wegen schlechter Erhaltung derselben die Art nicht bestimmen können. Der Agnostus, welchen Dewalque im Phyllit eines nicht genannten Ortes der Ardennen erkannt zu haben „glaubte“ [2]), wird später von Dewalque und Gosselet nicht mehr erwähnt. Die Oldhamia radiata Forbes, Eophyton linneanum Torr. und Chondrites antiquus Goss., welche früher als Algenreste angesehen wurden [3]), sodann die sogenannten Wurmlöcher, Arenicolites didymus Salt. und Wurmspuren, Nereïtes cambriensis Goss., auch die sogenannten Hydroïde, Dichyonema



Profil 1 [4]) (Massstab der Länge 1 : 60,000)
durch die cambrischen Schichten am rechten Maasufer nach Gosselet, Esq. géol. du Nord de la France. Taf. IB, Fig. 1.
H Konglomerat des untersten Devon, dem Cambrium discordant aufgelagert,
D Schiefer von Bogny,
xy Dachschiefer,
C Schiefer von Deville,
B Schiefer von Revin,
v Ottrelithschiefer,
1. 2. 3. 5. 11. 12 Porphyroïde,
6. 9. 13. 15 Quarzdiorit(Amphibolit)lager.

---

[1]) C. Malaise, Sur des Lingula trouvées à Lierneux dans le cambrien de l'Ardenne, Annal. Soc. géol. de Belgique tome V, S. 137. Liège 1878.

[2]) Mr. Dewalque „croit avoir reconnu Protospongia fenestra Salt. et un Agnostus, qu'il a rencontré dans le système revinien, et qui caracterisent les Lingulaflags du pays de Galles,“ Bull. Acad. roy. de Belgique II série, tome 37, S. 801. Bruxelles 1874.

[3]) Vergl. Zittel-Schenk, Handbuch der Paläontologie II. Bd., 3. Lfg., S. 234. München 1884.

[4]) Die obigen Profile wurden an drei verschiedenen Thalwindungen der Maas von Gosselet aufgenommen.

sociale Salt. dürften wohl sämtlich, soweit diese Namen für Gebilde aus den cambrischen Phylliten der Ardennen und des Hohen Venn angewendet wurden, sehr zweifelhafte Spuren organischen Lebens und zum grossen Teil unorganischer Natur sein.

Gosselet teilt das Cambrium der Ardennen in zwei Zonen ein. eine untere, Schiefer und Quarzite von Deville und Revin, und eine obere, welche im Hohen Venn die nach aussen liegenden Schichten umfasst, Quarzitschiefer und Phyllite der Lienne und bunte Schiefer mit Wetzschiefern von Viel-Salm.

Indessen ist die Altersfolge der Schichten in den Ardennen noch unsicher, „da man noch nicht weiss, ob dieselben einfach aufgerichtet oder überkippt sind [1]). Die Schichten fallen durchgängig in Süd ein mit steilen Winkeln; das Streichen richtet sich in den westlichen Teilen der Massive von Rocroi und Givonne in O 5—10 ° S, in den östlichen Teilen derselben in N 75—80 ° O und geht im Hohen Venn allmählich über in NO-Streichen.

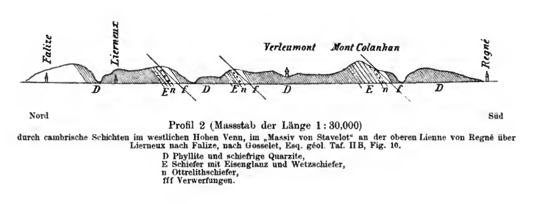
Das nebenstehende Profil zeigt den Bau des südwestlichen Teiles des Hohen Venn in den oberen cambrischen Schichten (Salmien, Gosselet). Dieselben Schichtenglieder wiederholen sich in vier Abschnitten, welche durch drei in Süd einfallende Verwerfungen voneinander getrennt sind. Es ist dies eine eigentümliche Struktur, welche sich auch in den devonischen Teilen des niederrheinischen Schiefergebirges häufig wiederfindet, und welche von Süss „Schuppenstruktur“ genannt wurde [2]); das Charakteristische dieser Gebirgsstruktur ist, dass die Schichtenkomplexe in den verschiedenen Abschnitten zwischen den Verwerfungen die gleichen sind und doch alle Schichten in demselben Sinne, hier in diesem Profile mit 70 ° in SSO einfallen.

In dem übrigen Teile des Hohen Venn östlich der Amblève erklären Gosselet und H. von Dechen den Bau des Cambrium für einen in Nord überkippten und abrasierten Sattel; damit in Uebereinstimmung würde die Annahme von Lasaulx stehen, dass der Granit auf dem höchsten Rücken des Hohen Venn ein im Sattelaufbruch heraufgedrückter und in Nord überschobener Teil des granitischen Grundgebirges wäre. Bei der noch unsicheren Altersfolge der cambrischen Schichten der Ardennen und des Hohen Venn lassen sich dieselben natürlich noch nicht näher vergleichen mit den cambrischen Schichten anderer Länder, z. B. von Wales.

Ob in den nördlich der Ardennen gelegenen untersilurischen Gebieten noch cambrische Glieder enthalten sind, lässt Gosselet zweifelhaft, da mächtige Schichtenkomplexe ohne Versteinerungen in diesen Gegenden die gleiche Gesteinsbeschaffenheit besitzen wie diejenigen des Cambrium in den südlichen Gebirgsteilen.

Das Untersilur des Condroz und im südlichen Brabant setzt sich zusammen aus ähnlichen Thonschiefern, Phylliten und Quarziten, wie das Cambrium. Häufig liegen Krystalle von Magneteisen und Pyrit in den Schiefern; auch Graphit findet sich in den Phylliten des Dyle-

[1]) Gosselet, Esq. géol. 1880, S. 28.
[2]) E. Süss, Das Antlitz der Erde I, S. 149. Leipzig 1883.



Profil 2 (Massstab der Länge 1 : 30,000)
durch cambrische Schichten im westlichen Hohen Venn, im „Massiv von Stavelot" an der oberen Lienne von Regné über Lierneux nach Falize, nach Gosselet, Esq. géol. Taf. II B, Fig. 10.

D Phyllite und schiefrige Quarzite,
E Schiefer mit Eisenglanz und Wetzschiefer,
n Ottrelithschiefer,
fff Verwerfungen.

thales bei Court St. Étienne und des Geetethales bei Jodoigne. Die Quarzite gehen zuweilen über in Arkosen dadurch, dass Feldspatstückchen zwischen den Quarzkörnern erscheinen. In der schmalen Silurzone des Condroz liegen auch echte Grauwacken und einige Kalklager zwischen den Schiefern. Auch Porphyroïde und Eruptivgesteine kommen vor; das bekannte Gestein der grossen Steinbrüche bei Quénast im Sennethale und bei Lessines im Dendrethale ist ein porphyrartiger, feinkörniger Quarzdiorit mit fasriger Hornblende (daher zu den Epidioriten Gümbels zu stellen), mit etwas Augit, Diallag und Uralit; es werden gute Pflastersteine aus diesem Diorit gemacht. Ein ähnlicher Quarzdiorit steht an unterhalb Quénast gegenüber Lembecq. Auch Diabas findet sich in der kleinen Silurinsel zu Hozémont, westlich Lüttich gelegen, sowie im Condroz bei Mozet, südöstlich von Namur. Die Grenzen dieser Eruptivgesteine gegen die Silurschichten sind nur bei Quénast aufgeschlossen: hier scheint der Diorit als ein concordantes Lager im Silur zu liegen.

Die schiefrigen, sericitreichen Porphyroïde lagern concordant zwischen den silurischen Schiefern in ähnlicher Ausbildung wie die oben aus dem Cambrium erwähnten; die eingesprengten Feldspäte sind gleichfalls zumeist Plagioklase. Diese Porphyroïde sind an neun Stellen im Silur von Brabant bekannt; so z. B. liegt ein Porphyroïd, Schieferfragmente einschliessend, in dem kleinen Thale von Fauquez bei Virginal.

In den Schiefern des südlichen Brabant und des Condroz sind an einigen Orten Versteinerungen entdeckt worden, welche den Schichten ihrer Lagerstätte ein untersilurisches Alter zuweisen; die besten Fundorte liegen bei Gembloux im Orneauthale nordwestlich von Namur, und zu Sart St. Eustache bei Fosse 20 km südlich von Gembloux und südlich der Sambre. Die wichtigsten Versteinerungen des ersten Ortes sind [1]):

a. Trilobiten:

Calymene incerta Barr.
Homalonotus Omaliusi Malaise.
Trinucleus seticornis His.
Zethus verrucosus Pand.
Illaenus Bowmanni Salt.

b. Cephalopoden:

Orthoceras belgicum Malaise.

c. Gastropoden:

Bellerophon bilobatus Sow.

d. Brachiopoden:

Strophomena rhomboïdalis Wilckens.
Orthis testudinaria Dalm.
— vespertilio Sow.
— calligramma Dalm.
— actoniae Sow.

---

[1]) Gosselet, Esq. géol. 1880, S. 36, und Mourlon, Géologie de la Belgique II. Bd., S. 2. Bruxelles 1881.

e. Graptolithen:

Monograptus priodon Bronn.
Climacograptus scalaris Hall.

f. Crinoïden (Cystidee):

Sphaeronites stelluliferus Salt.

Die meisten dieser Fossilien finden sich auch in den Schiefern bei Sart St. Eustache; es kommen noch hinzu eine im Silur weitverbreitete Koralle, Halysites catenularia Lin., und ein Trilobit, Sphaerocoxochus mirus Beyr. Die Uebereinstimmung der Fauna weist den Schiefern beider Fundorte das gleiche Alter zu; die Mehrzahl der genannten Versteinerungen findet sich wieder im Untersilur von England (und zwar im Caradoc-Sandstein), und von Böhmen in Barrande's Stufe D mit der „zweiten Fauna".

Gosselet nennt die Schiefer der beiden fossilführenden Orte nach der englischen Bezeichnung „Caradoc-Stufe", während er die übrigen sehr mächtigen Schichten ohne Versteinerungen nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit in drei Zonen einteilt: 1) die Quarzite von Blammont; 2) die magneteisenhaltigen Schiefer von Tubize, und 3) bunte Schiefer von Oisquercq. Zwischen diesen fossilfreien, jedenfalls auch silurischen Schichten lagern die versteinerungsführenden Schiefer von Gembloux und Sart St. Eustache concordant ein. Die Beziehungen der untersilurischen Schichten in Brabant und im Condroz zu den cambrischen der Ardennen und des Hohen Venn sind nicht bekannt, da sie von den letzteren durch jüngere devonische und karbonische Ablagerungen räumlich getrennt liegen.

Das umstehende Profil zeigt, dass die silurischen Schichten in Süd-Brabant sattelförmig gelagert sind: die Schichten fallen an der Senelle und Senne meist in Nordnordost ein, auf einzelnen Strecken aber in Südsüdwest mit steilen Winkeln von 75—80°. Wenn man das gleichförmige Süd-Fallen der cambrischen Schichten in den Ardennen als eine Folge von nach Nord überkippten Falten und als Schuppenstruktur auffasst, so würden wir in der Sattelstellung der Silurschichten in Brabant ein Vorstadium jener Lagerung und einen geringeren Grad von Stauung erkennen; immer aber zeigt sich in der Schichtenstellung die Wirkung eines von Süden her tangential gerichteten, die Schichten zusammenstauenden Druckes.

Die untersilurischen Schiefer in Brabant streichen im allgemeinen westöstlich, jedoch in den westlichen Gebieten mehr gegen Nordwest, in den östlichen und im Condroz mehr in Ostnordost, mit einer ähnlichen flachbogenförmigen Streichrichtung, wie das Cambrium der Ardennen und des Hohen Venn.

Aus dem südlichen Brabant, wo die Silurschichten zum grossen Teil bereits mit tertiären Ablagerungen bedeckt sind, zieht sich die Silurplatte nach West und Nordwest unterirdisch unter dem Tertiär und der Kreide hindurch bis nach England hinüber: die silurischen Schiefer sind zu Brüssel in 70 m, zu Menin in 166 m, zu Ostende in 300 m und auf französischem Boden bei Boulogne zu St. Omer in 257 m und zu Guines in 224 m Tiefe erbohrt worden; aus einem Brunnen



Profil 3 (Massstab der Länge 1 : 100,000)
durch die Silurschichten in Süd-Brabant längs des Thales der Senelle und der Senne von Ronquières über Tubize nach Hall, nach Gosselet, Esq. géol. Taf. II B, Fig. 11.

F Schiefer von Tubize,
F' bunte Schiefer von Oisquercq,
G Schiefer von Gembloux (mit untersilurischen Versteinerungen),
G' Quarzitschiefer von Ronquières,
a Quarzit von Buysinghen,
b Arkosen,
c Grüne Schiefer mit Magneteisen in den Schiefern von Gembloux,
d Porphyroid von Fauquez.
M mitteldevonisches Konglomerat, discordant dem Silur aufgelagert.

zu Caffiers bei Guînes wurden sogar mit dem Schiefer Abdrücke von Monograptus heraufbefördert. Die Oberfläche des begrabenen silurischen Kontinentes sinkt also von Brabant aus allmählich nach West zu tiefer ab, geht wahrscheinlich unter dem Kanal hindurch und steigt in England allmählich wieder an; obersilurische Schichten (Schiefer mit Versteinerungen der Wenlockstufe) wurden unter der Kreide des Londoner Beckens zu Ware, 30 km nördlich von London gelegen, in einer Tiefe von 243 m erbohrt [1]); erst im westlichen England und in Wales erscheinen die Silurschichten wieder an der Oberfläche.

In Deutschland finden sich Silurablagerungen erst im Harz und im Frankenwalde wieder, 300 km östlich vom Hohen Venn, 370 km von Brabant entfernt.

2) Das devonische System.

Das Devon des niederrheinischen Schiefergebirges setzt sich der Hauptmasse nach zusammen aus Schiefern, Grauwacken und Kalksteinen; die vorherrschenden Schiefer haben diesem Gebirge den Namen gegeben.

Die Schiefer (Thonschiefer) bestehen nur zum Teil aus klastischem Mineraldetritus, zum anderen Teil aus krystallinen Neubildungen, wie zuerst Zirkels Untersuchungen an Thonschiefern und Dachschiefern auch aus unserem Gebirge und zwar von Caub am Rhein, von Müllenbach bei Cochem an der Mosel, von Montjoie, von Wissenbach im Taunus, von Olpe und Brilon in Westfalen nachwiesen [2]); wir heben diese halbkrystalline Struktur der gewöhnlichen Schiefer hier hervor in Rücksicht auf die grösstenteils krystalline Natur der Taunus-Phyllite. Als klastische Elemente der Schiefer werden die abgerundeten oder eckigen, unregelmässig begrenzten Quarzstückchen und ein Teil der Glimmerschüppchen bezeichnet; die übrige Masse der Thonschiefer wird als eine krystalline Neubildung angesehen, sie besteht im wesentlichen aus einem dichten Aggregat von kleinsten Quarzkörnchen mit winzigen Schüppchen eines farblosen Glimmers (Sericit) und enthält auch gewöhnlich eine grosse Menge von Mikrolithen, und zwar meist von Rutil, seltener von Turmalin, dann Kalkspat, Chlorit, Eisenglanz, Magneteisen und Schwefelkies. Diese Neubildung von Mineralien im Thonschiefer kann entweder gleichzeitig während des Absatzes der Schiefermasse im Meere, oder erst später nach dem Absatze derselben in dem

[1]) Judd, The position and nature of the "Palæozoic Axis" and its relation to overlying Strata, in: On the nature and relations of the jurassic deposits which underlie London. Quart. Journ. Geolog. Soc. vol. 40, S. 752, und Tafel zu S. 760. London 1884.

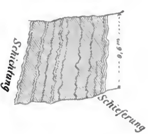
[2]) F. Zirkel, Ueber die mikroskopische Zusammensetzung von Thonschiefern und Dachschiefern, in Poggendorff's Annalen der Phys. u. Chem., V. Reihe, 24. Bd., S. 319—326, Leipzig 1872, und F. Zirkel, Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine, S. 490—495. Leipzig 1873.

bereits vorhandenen Sedimente entstanden sein. Die Thonteilchen, welche jetzt von den Flüssen hinunter in das Meer schwebend getragen werden und dort am Grunde des Meeres allmählich zum Absatz gelangen, bestehen fast nur aus klastischen Denudationsmaterialien, aus Quarz- und Glimmerstückchen und aus Kaolin, dem Produkt der zersetzten Feldspate; mit dem Alter der Ablagerung nimmt der Gehalt an krystallinen Neubildungen in den Thonen und Thonschiefern zu [1]) und in unseren devonischen Schiefern ist derselbe verhältnismässig gross, obwohl es natürlich immer schwer zu entscheiden bleibt, wieviel von der Thonschiefermasse als klastischer Detritus, wieviel als krystalline Neubildung anzusehen ist.

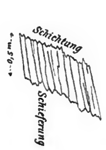
Die devonischen Schiefer zerspalten sich in der Regel leicht in dünne Platten. Es ist aber sehr zu beachten, dass diese Schieferplatten und Tafeln, wie sie im rheinischen Schiefergebirge so häufig zu praktischen Zwecken, besonders als Dachschiefer in grossen Brüchen gewonnen werden, nicht durch die sedimentäre Schichtung der Thonmassen, sondern durch Druckschieferung entstanden sind: durch den Druck, welchen das Gebirge im Laufe langer Zeiten bei dem Faltungsprozess erlitten hat, wurden die Thonschichten in dünne Blätter und Stücke zerspalten und dadurch geschiefert. Diese sekundäre Schieferung (auch „falsche Schichtung" oder „transversale Schieferung" genannt) tritt in den devonischen Thonschichten unseres Gebirges in der Regel viel deutlicher hervor, als die Schichtung, welch letztere oft erst durch eine genaue Untersuchung erkannt werden kann. Die Schieferung steht im ganzen rheinischen Schiefergebirge fast immer in steilen Winkeln (70—80°, zuweilen bis zu 90°) mit Ost weststreichen und mit südsüdöstlichem bis südöstlichem Einfallen; die Schichtung dagegen bildet häufig flache Sättel und Mulden quer durch die Schieferung. Die Linien der Schichtung lassen sich oft nur durch eine Farbenbänderung der verschiedenen Schichten, an Aussenflächen durch die verschiedenartige Verwitterung derselben, z. B. am Verlaufe kleiner durch Kalkauswaschung entstandener Löcher (kramenzelartig), oder auch durch die Lage der Versteinerungen feststellen; z. B. liegen die glatt ausgebreiteten Trilobiten stets parallel der Schichtung und quer durch die Schieferung, und sind dazu häufig durch den Druck in der Richtung der Schieferung verquetscht. Die Oberfläche der Thonschichten wird durch den Querdruck, durch welchen die Schieferung entsteht, in viele parallel der Schieferung verlaufende Runzeln und Leisten zerstückelt, die Schichten selbst gefältelt. Die Entstehung der Schieferung durch seitlichen Druck und die dadurch bewirkte mechanische Verschiebung der Schieferteile gegeneinander lässt sich im kleinen wie im grossen in den zahlreichen Schieferbrüchen des rheinischen Schiefergebirges überall vortrefflich beobachten; die beistehenden Zeichnungen geben Beispiele für das Verhältnis von Schichtung, Schieferung und Fältelung in den devonischen Thonschiefern:

---

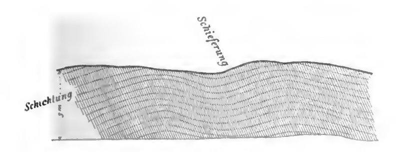
[1]) R. Credner, Die krystallinischen Gemengteile gewisser Schieferthone und Thone. Zeitschr. für die gesamte Naturwissensch., neue Folge, Bd. X, S. 505—523, mit Tafel. Berlin 1874.



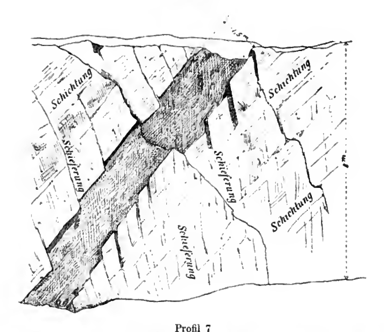
Profil 4
aus dem Bahneinschnitt bei Nieder-Laasphe, auf dem linken Lahnufer im Wittgensteiner Land. Schwarze Schiefer mit weissen Quarzitadern (Clymenienschiefer, Oberdevon). Fältelung der Quarzitadern, Schichtung und transversale Schieferung. Gezeichnet von R. Lepsius.



Profil 5
von dem gleichen Orte: Flaches Einfallen der Schichtung, steile Südrichtung der Schieferung; durch die Schieferung entstehen Rippen und Leisten auf der Schichtfläche, also Fältelung der Schichten.



Profil 6
am Strassenkreuz zwischen Berleburg und Girkhausen im Wittgensteiner Land.
Gezeichnet von R. Lepsius.
Lenneschiefer (Mitteldevon), die Schichtung verläuft in flachen Sätteln, die Druckschieferung fällt mit 70° in Süd ein; die letztere tritt schärfer hervor als die erstere, welche erst auf den verwitterten Flächen deutlicher erscheint.



Profil 7
aus einem Schieferbruch bei Raumland südlich Berleburg im Wittgensteiner Land, linkes Ufer der Eder. Gezeichnet von R. Lepsius.
Zwischen harten, schwarzblauen, klotzig abgesonderten Thonschiefern (Mitteldevon, Orthocerasschiefer) liegt eine weichere, in kleine Stucke zerfallene Thonschieferschicht; die gegen die weichere Schicht vorspringenden Teile der härteren Schiefer zeigen deutlich, dass die Schieferung durch Verschiebung der einzelnen Schichtteile gegeneinander entstanden ist.

Grauwacke ist ein Sandstein von grauer Farbe, der sich nicht wesentlich von den gewöhnlichen Sandsteinen unterscheidet [1]); die dunkle Färbung des Gesteins rührt oft von feinverteilten Kohlenstäubchen her. In der Regel enthalten die devonischen und karbonischen Grauwacken vorwiegend Quarzkörner, verbunden durch eine kieselig-thonige Bindemasse, daneben zersetzte oder auch feste Feldspatkörner und Glimmerschüppchen. Häufig werden die Grauwacken zu Konglomeraten oder Breccien durch zahlreich eingeschlossene Gerölle von Quarz und von Gesteinen, unter denen Thonschiefer und Kieselschiefer vorherrschen. So gehen diese grauen Sandsteine einerseits in Grauwacken-Konglomerate, andererseits durch Zunahme des thonigen Bindemittels in Grauwacken-Thonschiefer über. Das Cement zwischen den klastischen Bestandteilen der Grauwacken ist zuweilen nur kieselig, wodurch sehr

[1]) Einige Autoren haben daher die Bezeichnung „Grauwacke" ganz aufgegeben, so H. von Dechen, Verhandl. des nat. Ver. Rheinl. Westf., 36. Bd., S. 50, Bonn 1879, und G. Klemm, Mikroskopische Untersuchungen über psammitische Gesteine, Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 34. Bd., S. 804. Berlin 1882. Wir behalten den Namen bei für die grauen Sandsteine der älteren Systeme bis zum Karbon, da wir die grünlich-grau färbende Substanz dieser Sandsteine für hinreichend charakteristisch halten; auch ist die Bezeichnung „Grauwacke" („Wacke" = Stein) bereits international geworden.

harte und spröde Sandsteine entstehen. Auch Kalk bildet häufig das Bindemittel zwischen den Quarzkörnern der Grauwacke; doch wird das Kalk-Cement leicht mehr oder weniger vollständig vom Wasser ausgelaugt, wie dies z. B. oft im nassauischen Spiriferensandstein zu beobachten ist. Durch Abnahme des Thon- und Glimmergehaltes bei zunehmendem kieseligen Bindemittel gehen die Grauwacken in Quarzite und Quarzitschiefer über, mit denen sie häufig wechsellagern.

Feldspatreiche Sandsteine, Arkosen, treten im niederrheinischen Schiefergebirge selten so mächtig auf, dass man sie besonders von den Grauwacken absondert; jedoch besteht die unterste Devonstufe in den Ardennen und im Hohen Venn zum Teil aus wohlausgebildeten Arkosesandsteinen. Die Feldspatstücke dieser Arkosen können von den granitischen Gesteinen, von denen sie herstammen, bis zum Orte ihrer Ablagerung keinen allzu weiten Weg zurückgelegt haben, da sie meist noch ziemlich frisch und wenig zu Kaolin zersetzt sind.

Die unterdevonischen Schiefer in den Ardennen und am Südrande des Taunus und Hunsrück sind zum grossen Teil ebenso typische Phyllite, wie diejenigen im Cambrium und Silur der Ardennen. Diese Phyllite unterscheiden sich schon im ersten Anblick von den gewöhnlichen devonischen Thonschiefern durch einen starken, seidenartigen Glanz auf den Schichtflächen, welcher von dem hohen Gehalt an Schüppchen von Sericit herrührt. Mikroskopisch sind die Phyllite nicht wesentlich, sondern nur graduell verschieden von anderen devonischen Thonschiefern unseres Gebirges, indem die krystallinen Elemente, besonders der Glimmer-(Sericit-)Gehalt, gegenüber den noch als klastisch erkennbaren Bestandteilen an Menge zunehmen.

Der Sericit ist für den Phyllit besonders charakteristisch: er ist ein dem Kaliglimmer sehr nahestehender, wasserheller Glimmer, der meist in unregelmässig begrenzten Schüppchen oder Lamellen und in Aggregaten, höchst selten in wohlumgrenzten Krystalltäfelchen einen grossen Teil des Schiefers bildet [1]). Zwischen dem Sericit liegt Quarz in linsenförmigen oder eckigen Körnchen. In manchen Phylliten des Taunus und Hunsrück tritt als dritter wesentlicher Bestandteil Feldspat, und zwar nach Lossen Albit hinzu. Diese feldspathaltigen Phyllite sind von Lossen nach einer Bemerkung von Steininger [2]) als „Sericit-Gneisse" bezeichnet worden: indessen ist nicht zu leugnen, dass diese Taunusgesteine sowohl nach ihrem äusseren Aussehen, als besonders nach ihrer mikroskopischen Struktur wesentlich verschieden sind von den echten Gneissen, so dass der gleiche Name falsche Vorstellungen über die Natur dieser feldspathaltigen Taunusphyllite hervorrufen muss; es ist jedenfalls bezeichnender, dieselben „Feldspatphyllite" zu nennen. Die Feldspate liegen in der dichten Quarz-Sericit-Grundmasse als abgerundete oder eckige scharf begrenzte Stücke oder Krystalle, ausserdem

[1]) H. Laspeyres, Ueber Sericit, Zeitschr. Kryst., Bd. IV, S. 244—256. Leipzig 1880.

[2]) J. Steininger, Geognostische Studien am Mittelrheine. Mainz 1819. S. 3: „Ich sehe nicht ein, warum man diesem Gesteine den Namen ‚Gneiss' verweigern sollte."

auch fein verteilt in der Gesteinsgrundmasse selbst; auch zerbrochene und wieder mit Quarz verkittete Feldspatkrystalle kommen vor.

Von anderen Mineralien finden sich in den Taunusphylliten häufig Glimmer-Schüppchen und -Tafeln, meist von silberglänzendem Kaliglimmer, aber auch von braunem Magnesiaglimmer. Hornblendehaltige Phyllite schalten sich am Taunus nicht selten zwischen die gewöhnlichen Phyllite ein; dieselben erscheinen durch feinverteilte Hornblende grün gefärbt. Augit-haltige Phyllite liegen z. B. am Rauenthaler Berg, dann linksrheinisch bei Winterburg, Spall und Argenschwang. Kalkspat erscheint häufig als Cement und in deutlich ausgebildeten Krystallen, so dass solche Phyllite mit Säure brausen; oft ist nur die Form der Rhomboëder erhalten und der Kalkspat pseudomorph ersetzt durch Brauneisen. Eisenglanz-Schüppchen ersetzen den Sericit zum Teil oder ganz in den roten Phylliten. Zuweilen ist die Phyllitmasse schwarz oder grau gefärbt durch staubartig beigemengten Anthracit. Rutilnädelchen sind mikroskopisch in den Phylliten ebenso reichlich enthalten, wie in den gewöhnlichen Thonschiefern unseres Gebirges. Pyritkrystalle in Würfeln bis 1 cm Grösse und Magneteisenkrystalle sind nicht selten in den Taunusphylliten.

Die Phyllite sind stets schiefrig abgesondert, meist dünnschiefrig und dann gewöhnlich fein gefältelt mit runzeliger Oberfläche. Sie enthalten 55—60 Proz. Kieselsäure und 15 Proz. Thonerde.

Ueber die Entstehung der krystallinen Gemengteile der Phyllite im Taunus und Hunsrück gehen die Ansichten ebenso auseinander, wie über diejenige derselben Teile in den gewöhnlichen Thonschiefern: die einen nehmen eine ursprüngliche Bildung dieser krystallinen Teile im Sedimente, die anderen eine spätere Umwandlung der klastischen in krystalline Teile im abgesetzten Gestein an. Wahrscheinlich sind beide Ansichten dahin zu vereinigen, dass die grössere Menge der krystallinen Bestandteile primärer, nur ein kleiner Teil sekundärer Entstehung ist. Bei Beurteilung dieser Fragen darf nicht allein die mikroskopische Beschaffenheit der Phyllite berücksichtigt, sondern es muss besonders die Lagerung derselben im Gebirge und vor allem die rasche und scharf begrenzte Wechsellagerung der verschiedenen Phyllite miteinander und mit gewöhnlichen Thonschiefern und Dachschiefern ins Auge gefasst werden [1]).

---

[1]) Wir gehen hier nicht ein auf die Theorie von der Entstehung der Taunusphyllite durch den sogen. „regionalen Metamorphismus“, da dieselbe noch zu wenig geklärt ist. Die Litteratur über die Taunusphyllite ist eine grosse; wir erwähnen hier nur:

A. Dumont in dem oben S. 16 Anmerkung 3 citierten Werke, besonders Bd. II, S. 386—405: „Zone metamorphique du Taunus“.

G. und Fr. Sandberger, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau, S. 486—493. Wiesbaden 1856.

C. Lossen, Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus in der östlichen Hälfte des Kreises Kreuznach, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. XIX, S. 509—700, mit geol. Karte und Profilen. Berlin 1867.

A. Wichmann, Mikroskopische Untersuchungen über die Sericitgesteine des Taunus. Verhandl. nat. Ver. Rheinl. Westf. Bd. 34, S. 1—28. Bonn 1877.

C. Lossen, Kritische Bemerkungen zur neuen Taunuslitteratur, Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. Bd. 29, S. 341—363. Berlin 1877.

Auch Porphyroïde in ähnlicher Ausbildung, wie in den cambrischen Schichten der Ardennen, lagern im Taunus und Hunsrück zwischen den Phylliten. Die Grundmasse dieser Porphyroïde besteht aus einem dichten Gemenge von Quarz, Sericit und Feldspat; darin liegen Quarze und Feldspate (Albite) in kleinen und grösseren (bis zu 2 cm) Krystallen und Körnern eingesprengt. Am schönsten ausgebildet ist der Porphyroïd von Schweppenhausen im Hunsrück; nahe bei demselben steht ein Eruptivgestein, Diabas, an.

Von den Feldspat-Phylliten und von Porphyroïd-Phylliten wohl zu unterscheiden sind die Ausscheidungen, Adern, Trümer oder Gänge von Quarz oder von Quarz und Albit, zu denen sich auch Glimmer gesellen kann, welche an vielen Orten im Taunus und Hunsrück die Phyllite durchschwärmen; in diesen Kluft- und Spaltenausfüllungen werden die Krystalle von Quarz, Albit und Glimmer oft einige Centimeter gross. Ein solcher Mineralgang mit Ausscheidung von grossen Albiten und Glimmertafeln durchzieht z. B. die phyllitische Arkose, welche an der Wartensteiner Mühle bei Callenfels im Hahnenbachthal am Südrande des Hunsrück im grünen Phyllit unter Quarziten hervortritt.

Sodann finden sich zwischen den Taunusphylliten eingelagert gelegentlich felsitartige Schiefer, der schwedischen „Hälleflinta“ ähnlich, welche Lossen als „Sericit-Adinolschiefer“ [1]) bezeichnete; es sind dichte Gemenge von Sericit, Quarz und Feldspat, gewissermassen die dichte Grundmasse der Feldspat-Phyllite für sich isoliert darstellend. Es ist dies dasselbe Gestein, welches die französischen und belgischen Geologen aus den Phylliten der Ardennen beschreiben und „Eurite“ nennen.

Diese ganze Schichtengruppe von roten, weissen, grünen und bunten Phylliten, von Feldspat-, Hornblende-, Augit- und Kalk-Phylliten, von Porphyroïd- und Quarzit-Phylliten und von Adinolschiefern, Schichten von zum Teil klastischer, zum Teil krystalliner Zusammensetzung, wechsellagern im Taunus und Hunsrück sowohl miteinander, als mit noch klastischeren Gesteinen, wie Quarziten, Arkosen und Thonschiefern; daher erscheinen auf den geologischen Karten des Taunus von C. Koch unter p [3] „Quarzite der Taunusphyllite“ und unter p [5] „Dachschiefer im bunten Phyllit“. Andererseits erscheinen zuweilen noch in den Devonstufen, welche jünger sind als der fossilführende Taunusquarzit, zwischen gewöhnlichen Thonschiefern gleichfalls echte Phyllite, so z. B. nach F. Zirkel [2]) bei Bärstadt, südwestlich Langenschwalbach im Hunsrückschiefer. Auch in den untersten Devonstufen der Ardennen scheinen Phyllite mitten zwischen den gewöhnlichen Thonschiefern, Grauwacken und Quarziten häufig vorzukommen; doch sind die dortigen Verhältnisse in Bezug auf die Gesteine noch nicht näher untersucht worden [3]).

C. Koch, Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen: die Taunusblätter Königstein, Platte, Eltville und Wiesbaden. Berlin 1880.

[1]) Lossen a. a. O. 1867, S. 572, über Adinole.

[2]) N. Jahrb. Min. 1875, S. 628.

[3]) Dumont in seinem oben S. 16 Anmerkung 3 citierten Werke Bd. II, S. 70—72 konstruierte aus den Phylliten der Ardennen eine „metamorphe Zone“ („Zone meta-

Die Stufen des devonischen Systems im niederrheinischen Schiefergebirge.

Obwohl das niederrheinische Schiefergebirge vorherrschend aus devonischen Schichten besteht, tritt die untere Grenze des devonischen Systems doch nur im nordwestlichen Teile des Gebirges, in den Ardennen, im Hohen Venn und im Condroz zu Tage; in diesen Gegenden überlagert das Devon die älteren silurischen Schichten discordant, wie Dumont zuerst nachgewiesen und Gosselet in verschiedenen Profilen gezeigt hat. Den bekanntesten Ort, an welchem diese wichtige Discordanz zu sehen ist, die „Roche à Fépin" an der Maas bei Fumay am Nordrande des cambrischen Plateaus von Rocroi, stellt das Seite 33 befindliche Profil dar.

Auch in den Profilen 1 u. 3 (S. 19 u. 24) erscheint die discordante Auflagerung des Devon auf dem Cambrium und auf dem Untersilur. In Brabant und im Condroz keilt sich das Silur nach Osten zu nicht aus, sondern verschwindet nur von der Oberfläche unter den discordant übergreifenden Devonstufen.

Ueber dieser unteren Grenze teilen wir das devonische System des niederrheinischen Schiefergebirges in drei Abteilungen, in das Unter-, Mittel- und Oberdevon, und jede dieser drei grossen Abteilungen in eine Reihe von Stufen, welche wir einzeln von der ältesten bis zur jüngsten nach ihrer Ausbildung in den verschiedenen Gebirgsabschnitten beschreiben werden.

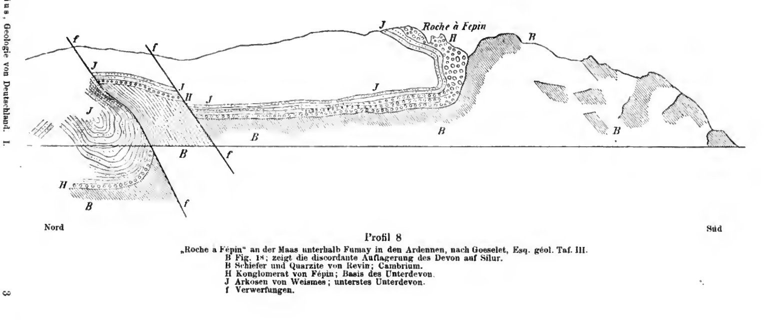
a. Das Unterdevon.

Die älteste Abteilung des devonischen Systems nimmt die grössten Flächen des Schiefergebirges ein: der Rhein von Bingen bis Bonn fliesst nur durch unterdevonische Schichten; der Taunus und der Hunsrück bestehen ganz, die Eifel und der Westerwald zum grossen Teil aus dem Unterdevon. Diese Schichtenreihe in einzelne Stufen zu gliedern, ist dadurch äusserst schwierig, dass die gleichförmig aus Thonschiefern, Grauwacken und Quarziten zusammengesetzte Abteilung im Verhältnis zu ihrer grossen Mächtigkeit doch nur wenige versteinerungsreiche Horizonte enthält; da ausserdem die Lagerung der Schichten durch

---

morphique de Paliseul"), welche vom Westende des Hohen Venn entlang der Wasserscheide der Ardennen von Longwilly und Bastogne über Remagne und Paliseul bis zu den cambrischen Phylliten an der Maas bei Revin sich verbreiten sollte. Aus dieser Zone ist es, dass Dumont in einem Quarzite bei Bastogne und in einem Phyllit aus dem Walde von Belau bei Morhet 8 km südwestlich Bastogne neben Granatdodekaëdern von 1 mm Grösse Versteinerungen („des empreintes de coquilles, térébratules etc." S. 145) entdeckte, welche Fr. Sandberger als Chonetes sarcinulata bestimmte (N. Jahrb. Min. 1861, S. 678). Siehe darüber auch: A. Renard, Les roches grenatifères et amphiboliques de la region de Bastogne, Bull. Mus. roy. Belgique, tome I, Nr. 1. Bruxelles 1882.

Da ein Teil dieser Ardennenphyllite der Gegend von Bastogne-Paliseul sicherlich sowohl ihrer Natur als ihrem Alter nach mit den Taunusphylliten übereinstimmt, so würde eine genauere Untersuchung der Ardennenphyllite und ihre Vergleichung mit den Taunusphylliten sehr erwünscht sein.



Profil 8

„Roche a Fépin" an der Maas unterhalb Fumay in den Ardennen, nach Gosselet, Esq. géol. Taf. III.
B Fig. 18; zeigt die discordante Auflagerung des Devon auf Silur.
B Schiefer und Quarzite von Revin; Cambrium.
H Konglomerat von Fépin; Basis des Unterdevon.
J Arkosen von Weismes; unterstes Unterdevon.
f Verwerfungen.

Stauungen und Verwerfungen eine sehr gestörte ist, so gelang es erst in letzter Zeit, und zwar hauptsächlich durch die Bemühungen von C. Koch, Fr. Maurer und J. Gosselet, das Unterdevon des niederrheinischen Schiefergebirges in verschiedene Stufen nach Fauna und Lagerung zu zerlegen. Wir unterscheiden jetzt acht Stufen im Unterdevon: mit dem weiteren Fortschreiten der Specialaufnahmen wird die Anzahl dieser Stufen jedenfalls noch vermehrt werden; erst dann wird es möglich sein, die sehr komplizierte und stark verworfene Lagerung des rheinischen Unterdevon genügend zu entziffern. (Siehe die beistehende Uebersichtstafel der Stufen des Unterdevon.)

I. Stufe: Schichten von Gedinne und Taunusphyllite.

(Système gedinnien, Dumont.)

Diese unterste Stufe des rheinischen Unterdevons setzt sich in den Ardennen, im Condroz und im Hohen Venn zusammen aus einer bis 850 m mächtigen Folge von bunten Schiefern und Phylliten, von Quarziten, Grauwacken, Arkosen und Konglomeraten, im Taunus und Hunsrück aus Phylliten, Schiefern und Quarziten, den sogenannten älteren Taunusgesteinen.

In den Ardennen beginnt diese Stufe meist mit dem bis zu 10 m mächtigen, groben Konglomerate, wie wir es im umstehenden Profil 8 vom Maasufer bei Fépin kennen lernen. Ueber diesem Konglomerate ziehen regelmässig um die silurischen Inseln der Ardennen und des Hohen Venn herum Arkosen, also feldspathaltige Sandsteine, welche Gosselet nach dem Dorfe Weismes, 6 km östlich Malmédy auf der südöstlichen Seite des Hohen Venn gelegen, „Arkosen von Weismes“ genannt hat. An der Strasse zwischen Malmédy und Weismes sind viele Steinbrüche eröffnet in diesen Arkosen, welche mit Konglomeraten und roten Schiefern wechsellagern. Ueber den Arkosen folgen bunte Schiefer, Phyllite und Quarzitschiefer in den Ardennen und im Hohen Venn, mit Grauwacken im Condroz. Es ist dies eine mächtige Schichtenfolge (nach Gosselet [Esq. S. 63] bis 800 m mächtig), welche zum Teil, besonders südlich Gedinne von Naux über Paliseul bis Remagne, den hohen Rücken der Ardennen bildet [1]).

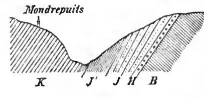
Am Hohen Venn und in den Ardennen sind in dieser Stufe an einigen Orten Versteinerungen gefunden worden: bei Gdoumont, einem kleinen Dorfe 3 km nordöstlich Malmédy in einem groben Quarzsandstein (Quarzit), der in Arkose übergeht, und zwar sind die Fossilien dort nur in Abdrücken und Steinkernen vorhanden. Besser erhalten sind die Versteinerungen bei Mondrepuits am Nordwestrande des cambrischen Massives von Rocroi, 5 km nördlich Hirson, in einem grün-

[1]) In diesem Gebiete gehört die Stufe von Gedinne zu Dumonts sogen. metamorphen Zone von Paliseul, Mém. II, S. 71: „Les phyllades rouge et vert qui caractérisent le système gedinnien y sont également transformés en phyllades aimantifères.“ Nach mündlichen Mitteilungen belgischer Geologen enthalten die Phyllite von Gedinne auch in Dumonts sogen. metamorphen Zone nur an gewissen Stellen Magneteisen (aimant).

Uebersicht der Stufen des Unterdevon im niederrheinischen Schiefergebirge.

Reihenfolge der Stufen des Unterdevon:	Nach Fr. Maurer für die Umgegend von Koblenz:	Nach C. Koch für den Taunus und die Gegend an der unteren Lahn:	Nach J. Gosselet für die Ardennen:
VIII. Obere Koblenz-Grauwacken	Cultrijugatuszone. Hohenrheiner Schichten.	Obere Koblenzschichten.	Grauwacke von Hierges.
VII. Chondritenschiefer	Chondritenschiefer und Homalonotussandstein.	Chondritenschiefer und Plattensandstein von Capellen.	Schiefer von Vireux.
VI. Koblenz-Quarzit	Koblenz-Quarzit.	Untere Koblenz-Schichten.	Grès noir de Vireux.
V. Haliseritenschiefer.	Haliseritenschiefer.		Grauwacke von Montigny.
IV. Untere Koblenz-Grauwacken	Aeltere rheinische Grauwacke.		
III. Hunsrückschiefer	Hunsrückschiefer.	Hunsrück- u. Wisperschiefer.	Schiefer von Nouzon und Alle.
II. Taunusquarzit	Taunusquarzit.	Taunusquarzit.	Grès d'Anor (Taunusien).
I. Taunusphyllite	Taunusphyllite.	Taunusphyllite, u. zwar: obere Abt.: Bunte Taunusphyllite mit Quarziten und Dachschiefern. Körn. Taunusphyllite. untere: Sericitschiefer. Sericitgneiss.	Gedinnien, und zwar: obere Abt.: Schiefer und Quarzite von St. Hubert. Bunte Schiefer von Oignies. Schiefer von Mondrepuits. untere: Arkosen von Weismes. Konglomerat von Fépin.

lichen Schiefer zunächst über der Arkose und dem Konglomerat, wie das folgende Profil zeigt:



Nord Süd

Profil 9

bei Mondrepuits nördlich Hirson, am Westende des Plateaus von Rocroi in den Ardennen.
B Schiefer und Quarzite von Revin; Cambrium.
H Konglomerat von Fépin; Basis des Unterdevon.
J Arkosen von Weismes.
J' Schiefer über den Arkosen mit Versteinerungen.
K Bunte Schiefer, noch der ersten Devonstufe angehörig.

Auch von Fépin selbst erwähnt bereits Dumont (Mém. II, S. 8) aus der Stufe von Gedinne Versteinerungen, welche mit denen von Mondrepuits übereinstimmen sollen; jedoch waren die bei Fépin gesammelten Arten der Gattungen Grammysia, Pterinea, Chonetes, Rhynchonella und Euomphalus nach Dawalque's Angabe nicht gut genug erhalten, um sie näher bestimmen zu können [1]).

Die wichtige älteste Fauna des rheinischen Devons von Gdoumont und Mondrepuits besteht nach de Koninck [2]) aus den folgenden, zum Teil neuen Arten:

a. Korallen:

Cystiphyllum profundum de Kon. Gdoumont.
Cyathophyllum binum Lonsd. Gdoumont.
Syringopora, Favosites, Pleurodictyum
von Gdoumont, schlecht erhalten.

b. Echinodermen:

Coelaster constellata Thor. Mondrepuits.

c. Brachiopoden:

Chonetes Omaliana de Kon. Gdoumont.
Strophomena rigida de Kon. Mondrepuits.
Orthis orbicularis de Vern. Mondrepuits.
— subarachnoïdea de Vern. Mondrepuits.
Rhynchonella aequicostata de Kon. Gdoumont.
Spirifer Dumontianus de Vern. Gdoumont.
— Mercurii Goss. (= hystericus de Kon.) Mondrepuits.
Atrypa reticularis L. Gdoumont.
Lingula sp. Mondrepuits.

[1]) G. Dewalque, in Annal. Soc. géol. de Belgique, tome V, Bull. S. 60, Liège 1878; vergl. auch Mourlon, Géologie de la Belgique I, S. 57. Bruxelles 1880.
[2]) G. de Koninck, Notice sur quelques fossiles recueillis par G. Dewalque dans le système gedinnien de A. Dumont, Annal. Soc. géol. de Belgique, tome III, S. 25—52, Taf. I. Liège 1876.

d. Conchiferen:

Grammysia deornata de Kon. Mondrepuits.
Pterinea subcrenata de Kon. Mondrepuits.
— ovalis de Kon. Mondrepuits.

e. Pteropoden:

Tentaculites grandis F. Röm. Mondrepuits.
— irregularis de Kon. Mondrepuits.

f. Cephalopoden:

Orthoceras sp. Fépin.

g. Crustaceen:

Primitia Jonesii de Kon. Mondrepuits.
Beyrichia Richteri de Kon. Mondrepuits.
Homalonotus Römeri de Kon. Mondrepuits, Fépin.
Dalmanites sp. Mondrepuits.

Haliserites Dechenianus Göpp. [1]).

Diejenigen Arten dieser ältesten Devonfauna, welche bereits früher bekannt waren, finden sich alle auch in den höheren Stufen des rheinischen Devons, einige besonders häufig im Unterdevon; mit den Fossilien aus dem Silur von Brabant ergeben sich keinerlei Beziehungen dieser Fauna.

Nach der Ansicht von Gosselet [2]), dem besten Kenner der Ardennen, gehören nun auch die sogenannten „älteren Taunusgesteine", die Phyllite, Quarzite, Thonschiefer und Porphyroïde, welche im Taunus und Hunsrück unter den Taunusquarziten lagern, zu dieser ersten Stufe des Unterdevons. Obwohl noch keine Versteinerungen in den Taunusphylliten gefunden wurden, und daher die Stellung derselben in der ersten Devonstufe noch nicht sicher begründet werden kann, so schliessen wir uns doch jener Ansicht von Gosselet an, erstens weil die Gesteinsbeschaffenheit der Taunusphyllite sich in den Schichten von Gedinne in den Ardennen wiederfindet, zweitens, weil die Taunusphyllite concordant unter der zweiten Devonstufe, den Taunusquarziten, lagern. Wenn man die Beschreibung der Ardennengesteine aus den Schichten von Gedinne in Dumonts Werken liest, so erkennt man die Aehnlichkeit derselben mit den ältesten Gesteinen im Taunus und Hunsrück in den „Phyllades (Phyllite) simples, chloritifères, quarzifères, aimantifères et quelquefois porphyroïdes" [3]), in den „Phyllades rougeâtres, verdâtres, bigarrés ou veinés", in den „Arkoses chloritifères feuilletées" etc.

---

[1]) Haliserites wurde früher zu den Algen und von W. Schimper zu einer Gruppe der „Fucoïditiae" gerechnet (Zittel, Handbuch der Paläontologie II, S. 68, München 1879); wird jetzt aber mit anderen algenartigen Gebilden von Schenk aus der Reihe der organischen Reste überhaupt gestrichen. (Dasselbe Handbuch II, S. 234. München 1884.)

[2]) Gosselet, Esq. géol. S. 77, Lille 1880; siehe auch die Anmerkung zu Kaysers Referat über dieses Werk von Gosselet im N. Jahrb. Min. 1881, Bd. I, S. 48.

[3]) Dumont, Mém. II, S. 20: „Le phyllade porphyroïde est très-cristallin; intimement mêlé de chlorite; il renferme des cristaux d'orthose d'un blanc mat et se divise en feuillets épais d'un gris verdâtre pâle, subluisant, tacheté de blanc, rude au toucher." Eine erneute Untersuchung der Taunusphyllite müsste gleichzeitig die ähnlichen Ardennenphyllite der ersten Devonstufe berücksichtigen.

Sodann lagern in den Ardennen, wie im Taunus und Hunsrück die in beiden Gebirgsteilen durch die Fauna als gleichalterig nachgewiesenen Quarzite der zweiten Devonstufe concordant über diesen Phylliten und Arkosen, während wir gesehen haben, dass das Devon in den Ardennen discordant und übergreifend die älteren cambrischen und silurischen Phyllite bedeckt.

Endlich sind alle übrigen Stufen des Devon in den Ardennen ganz übereinstimmend mit denjenigen im Taunus und Hunsrück und in den anderen Teilen des niederrheinischen Schiefergebirges ausgebildet, so dass es unwahrscheinlich wäre, wenn die in den Ardennen so mächtig entwickelte unterste Devonstufe im Taunus und im Hunsrück überhaupt fehlen sollte.

Die Scheidung der „älteren Taunusgesteine" durch C. Koch [1]) in eine untere und eine obere Abteilung und die Gliederung der Schichtenkomplexe innerhalb dieser Abteilungen beruhen zum Teil nur auf petrographischen Merkmalen, sie sind nicht hinreichend durch die Lagerung gestützt; unter diesem Vorbehalte führen wir hier die Einteilung der Taunusphyllite nach C. Koch an:

a. Untere Abteilung.

1) Körnigflasriger Sericitgneiss [2]),
2) flasrigschiefriger Sericitgneiss,
3) feinschiefriger Sericitgneiss,
4) porphyroïdischer Sericitgneiss,
5) Hornblende-Sericitschiefer,
6) Glimmer-Sericitschiefer,
7) bunter Sericitschiefer.

b. Obere Abteilung.

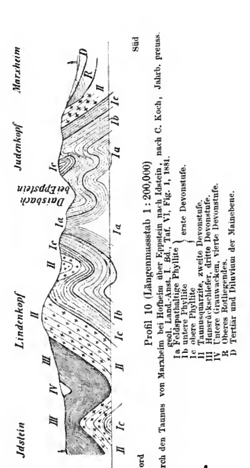
1) Grauer Taunusphyllit,
2) körniger Taunusphyllit,
3) Quarzit der Taunusphyllite,
4) bunter Taunusphyllit,
5) Dachschiefer im bunten Phyllit.

Die verschiedenartigen Phyllite verbreiten sich am Südrande des Taunus von Homburg vor der Höhe über Wiesbaden bis nach Hallgarten im Rheingau und erscheinen auch auf dem Taunuskamme in einem flachen Längsthale zwischen dem Feldberg und dem Altkönig bis westlich hin zur Platte über Wiesbaden. Aus dieser etwa 50 km langen bis 10 km breiten Zone der Phyllite ist das nebenstehende Profil von C. Koch das einzige, welches über die Lagerung der Phyllite im Taunus und im Hunsrück bisher veröffentlicht wurde.

---

[1]) C. Koch an oben S. 30 Anmerkung 1 angegebenen Orten.

[2]) Ueber die Bezeichnung „Sericitgneiss" statt Feldspatphyllit siehe oben Seite 29.



Profil 10 (Längenmassstab 1 : 200,000)

durch den Taunus von Marxheim bei Hofheim über Eppstein nach Idstein, nach C. Koch, Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. I. Bd., Taf. VI, Fig. 1, 1881.

Ia Feldspathaltige Phyllite } erste Devonstufe.
Ib untere Phyllite
Ic obere Phyllite
II Taunusquarzite, zweite Devonstufe.
III Hunsrückschiefer, dritte Devonstufe.
IV Untere Grauwacken, vierte Devonstufe.
R Oberes Rotliegendes.
D Tertiär und Diluvium der Mainebene.

In dem Durchbruche des Rheinstromes von Bingen bis Trechtlingshausen brechen die Phyllite mehreremals unter den Taunusquarziten auf, durch wiederholte Verwerfungen oder durch sattelförmige Aufbiegung und Stauung zu Tage tretend und im Streichen des Gebirges quer über den Rhein fortsetzend. Auf der linken Rheinseite zieht eine zusammenhängende Zone derselben Taunusphyllite am Südrande des Hunsrück hin von Sarmsheim an der Nahe über den Güldenbach bei Schweppenhausen, über Spall und Gebroth bis zum Hahnenbachthale oberhalb Kirn; einige Aufbrüche liegen nördlich von dieser Zone unter den Taunusquarziten der Kammlinien des Hunsrück; der fernste nördliche Punkt liegt an der Rheinböller Hütte im oberen Güldenbachthale, 7,5 km oberhalb Stromberg.

Auch das ausgedehnte Phyllit-Gebiet im westlichen Hunsrück, welches südlich am Wald-Erbeskopf beginnt und über Hermeskeil und Wadrill bis in den Errwald zieht [1]), gehört nach Grebe's Ansicht ebenfalls zu den Taunusphylliten unter dem Taunusquarzit, also nach unserer Einteilung zur ersten Devonstufe, nicht zu den Hunsrückschiefern über dem Quarzit; dieses interessante und ausgedehnte Phyllitgebiet von Hermeskeil im westlichen Hunsrück beschreibt bereits Dumont in seinem hervorragenden Werke [2]).

2. Stufe: Taunusquarzit.

(Étage taunusien, Dumont; Grès d'Anor, Gosselet.)

Der Kamm des Taunus und die hohen Bergzüge im Hunsrück bestehen aus Quarziten, welche eine bis 550 m mächtige Zone zwischen den unter- und auflagernden Schiefern der ersten und dritten Devonstufe bilden. Durch ihre grosse Härte widerstehen diese Quarzite länger der Abtragung durch den Regen und die fliessenden Gewässer, als die Schiefer, und sie ragen daher meistens als hohe und lange Bergrücken aus dem Schiefergebirge empor; auch der Rheinstrom arbeitet trotz seiner Wasserfülle im Bingerloch und unterhalb desselben noch immer an der Durchsägung dieser festen Gesteine. Wegen ihrer Lagerung auf dem Taunuskamme haben diese Quarzite den Namen „Taunusquarzite" erhalten.

Die weissen oder grauen, seltener roten, rötlichen oder grünlichen Quarzite dieser Stufe setzen sich zusammen aus eckigen, unregelmässig begrenzten Quarzstückchen, zwischen denen wenig, meist kieseliges, seltener thoniges Bindemittel liegt. Farbloser Glimmer (Sericit) erscheint häufig zwischen den Quarzen; er sammelt sich stets in zahlreichen Schüppchen auf den Schichtflächen der Quarzite an. In den grünlichen Quarziten ist das färbende Mineral nach Lossen (1867, S. 631) Chlorit, in den roten sind es Eisenglanzschüppchen. Gelegent-

[1]) Siehe die geolog. Karte von H. Grebe im Jahrb. der preuss. geolog. Landesanstalt Bd. I, Taf. VII. Berlin 1881.

[2]) Dumont (Mém. II, S. 395) nennt dieses Phyllitgebiet von Hermeskeil „l'un des massifs métamorphiques les plus considérables". Wir vermeiden die Bezeichnung „metamorph" für die Phyllite.

lich enthalten die Quarzite auch Feldspat-(Albit-)Stückchen, meist zu Kaolin zersetzt; doch häufen sich die Feldspate selten so an, dass Arkosen entstehen. Auch einzelne Thonschiefer- und Phyllitstückchen liegen hier und da zwischen den Quarzkörnern.

Das Gefüge der Quarzite ist in der Regel ein sehr festes, indem die Quarzkörnchen innig miteinander verbunden sind; wird das Gefüge lockerer, so möchte man die Quarzite eher als Quarzsandsteine bezeichnen. Auch Quarzbreccien und Konglomerate, sowie echte Grauwacken (z. B. auf dem Schwarzwalde, im Hunsrück) kommen zwischen den Quarziten vor. Die Taunusquarzite erscheinen zwar oft in recht mächtigen Massen, aber viel häufiger in dünnen Schichten, also als Quarzitschiefer, deren schiefrige Struktur um so deutlicher hervortritt, je mehr Sericitschüppchen sich auf den Schichtflächen einstellen. Auch echte Thonschiefer und phyllitisch-glänzende Schiefer wechsellagern zuweilen mit den Quarzitschiefern und Quarziten.

An vielen Stellen im Taunus und Hunsrück enthalten die Quarzite dieser Stufe Versteinerungen, die ältesten des Devons in diesen Teilen des Schiefergebirges; der Hunsrück ist am reichsten: fast überall, wo die Quarzitrücken von Querthälern durchschnitten werden, fand Grebe Fossilien [1]), so westlich beginnend bei Waldweiler am Errwald, dann im Wadrillthale bei Sauschied, bei Hermeskeil und Züsch, bei Abentheuer und Rinzenberg nördlich Birkenfeld, bei Kirschweiler am Idarbach, bei Herrstein, bei Sonschied im Hahnenbachthal und bei Neuhütte am Güldenbach. Im Bereiche des Taunus sind Fossilien aus den Quarziten bekannt geworden bei Rüdesheim und Geisenheim im Rheingau, bei Homburg vor der Höhe, auf dem Winterstein bei Friedberg und von Kaltenholzhausen bei Kirberg auf der Nordseite des Taunuskammes [2]).

Auch im Westerwalde hat sich die Fauna der zweiten Devonstufe und zwar nicht in Quarziten, sondern in Grauwacken und Thonschiefern gefunden, so im Bahneinschnitt beim Dorfe Seifen, zwischen Dierdorf und Altenkirchen gelegen [3]), und zu Menzenberg bei Unkel am Rhein [4]); ebenso im Sieger Lande bei Siegen selbst und bei Altenseelbach im Thale der Heller. Aus der Eifel erwähnt E. Kayser ein Leitfossil dieser Stufe von Uelmen östlich Daun.

---

[1]) Die dort von H. Grebe gesammelten Versteinerungen wurden von E. Kayser beschrieben in: „Beitrag zur Kenntnis der Fanna des Taunusquarzits", Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. 1, S. 260—266, Berlin 1881, und „Neue Beiträge zur Kenntnis des rheinischen Taunusqarzits" in demselben Jahrb. Bd. III, S. 120—132, mit 2 Tafeln. Berlin 1883.

[2]) C. Koch, Ueber die Gliederung der rheinischen Unterdevonschichten zwischen Taunus und Westerwald, S. 203—204, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. 1, S. 190—242. Berlin 1881.

[3]) Fr. Maurer, Die Fauna des rechtsrheinischen Unterdevon aus meiner Sammlung znm Nachweis der Gliederung zusammengestellt, S. 51—52, mit einem Profil, Darmstadt 1886; siehe auch G. Wolf, Beschreibung des Bergreviers Hamm a. d. Sieg. S. 24. Bonn 1885.

[4]) A. Krantz, Ueber ein neues, bei Menzenberg aufgeschlossenes Petrefaktenlager in den devonischen Schichten, Verh. nat. Ver. Rheinl. Westfalen Bd. 14, S. 143—165, Bonn 1857; siehe auch E. Kayser in der oben Anmerkung 1 citirten Arbeit, 1881, S. 265.

In den Ardennen nennt Gosselet diese Stufe „Sandstein von Anor“, einem Orte, welcher am Nordwestrande des Plateaus von Rocroi bei Hirson liegt. Dieser Grès d'Anor („Taunusien“) besteht meistens aus weissen oder rötlichen Quarziten, welche ebenso wie im Taunus dort in den Ardennen als Strassenschotter benutzt werden; auch Schiefer und Grauwacken wechsellagern mit den Quarziten, ja vertreten zuweilen die Quarzite, z. B. im Thale der Semois, gerade wie rechtsrheinisch im Westerwalde und im Sieger Lande die Taunusquarzite sich ganz aus Grauwacken und Thonschiefern zusammensetzen. Durch hinzutretende Feldspatstückchen entsteht gelegentlich aus dem Quarzite eine Arkose. Die charakteristischen Versteinerungen der Stufe, so Avicula capuliformis, Rensselaeria strigiceps, Rhynchonella Pengelliana u. a., hat Gosselet an mehreren Orten in den Ardennen aufgefunden [1]).

Im Maasdurchschnitte erscheint diese Devonstufe auf der Nordseite der Ardennen in dem nebenstehenden Profile unterhalb Fépin.

Auch auf der Südseite des Hohen Venn ziehen sich die Sandsteine von Anor (Taunusquarzite) über den Phylliten von Gedinne hindurch von dem Thale der Ourthe bei La Roche bis nach Sankt Vith; weiter gegen Nordost sind sie noch nicht verfolgt worden; Holzapfel vermutet, dass hierher die mächtigen weissen Quarzite gehören, welche bei Hau auf der Südseite des Ostendes vom Hohen Venn südwestlich Düren liegen [2]). Dagegen fehlt das ganze Unterdevon längs des Nordrandes des Beckens von Dinant und des Condroz von der Sambre über Namur bis Lüttich: hier lagern auf dem Silur unmittelbar mitteldevonische Konglomerate. (Siehe die Profile unten beim Mitteldevon.)

Fauna der zweiten Stufe des Unterdevon im Hunsrück, Taunus, Westerwald, Sieger Land, Ardennen etc. (nach H. von Dechen, E. Kayser, C. Koch, H. Grebe, Fr. Maurer und J. Gosselet):

a. Korallen:

Pleurodictyum problematicum Gldf.
Favosites polymorpha Gldf.

b. Crinoïden:

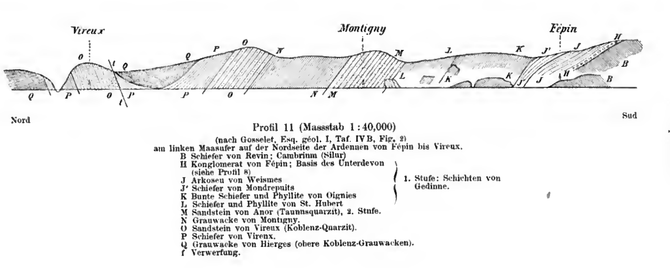
Rhodocrinus gonatodes J. Müll.

c. Brachiopoden:

Chonetes sarcinulata Schlth.
Orthis circularis Sow.
— subvulvaria Maur.
— occulta Maur.
Streptorhynchus umbraculum Schlth.
— gigas M'Coy.
Strophomena Sedgwicki de Vern.
— laticosta Conr.
— explanata Sow.
— Murchisoni de Vern.
— protaeniolata Maur.

[1]) Gosselet. Note sur le Taunusien etc., in Annal. Soc. géol. du Nord, Bd. XI. S. 333—363. Lille 1885.

[2]) E. Holzapfel. Die Lagerungsverhältnisse des Devon zwischen Roer- und Vichtthal, Verh. nat. Ver. Rheinl. Westf. Bd. 40, S. 417. Bonn 1883.



Profil 11 (Massstab 1 : 40,000)

(nach Gosselet, Esq. géol. I, Taf. IV B, Fig. 2)
am linken Maasufer auf der Nordseite der Ardennen von Fépin bis Vireux.

B Schiefer von Revin; Cambrium (Silur)
H Konglomerat von Fépin; Basis des Unterdevon (siehe Profil 8)
J Arkoseu von Weismes
J' Schiefer von Mondrepuits
K Bunte Schiefer und Phyllite von Oignies
} 1. Stufe: Schichten von Gedinne.
L Schiefer und Phyllite von St. Hubert
M Sandstein von Anor (Taunusquarzit), 2. Stufe.
N Grauwacke von Montigny.
O Sandstein von Vireux (Koblenz-Quarzit).
P Schiefer von Virenx.
Q Grauwacke von Hierges (obere Koblenz-Grauwacken).
f Verwerfung.

Anoplotheca venusta Schnur.
Spirifer primaevus Stein., sehr verbreitet.
— prohystericus Maur.
— paradoxus Schlth. (= Sp. macropterus Gldf.)
— Daleidensis Stein.
— parvejugatus Maur.
— subcuspidatus Schnur.
Athyris undata Defr. (= Sp. avirostris Krtz.)
Rhynchonella Daleidensis F. Röm.
— Pengelliana Dav.
— pila Schnur.
Rensselaeria strigiceps F. Röm.
— crassicosta C. Koch.
Meganteris Archiaci de Vern.

d. Conchiferen:

Avicula capuliformis C. Koch.
— lamellosa Gldf.
— obsoleta Gldf. (= A. aculeata Krtz.)
Pterinea lineata Gldf.
— Paillettei de Vern.
— subcrenata de Kon.
— laevis Gldf.
— fasciculata Gldf.
Grammysia Hamiltonensis de Vern.
— pes-anseris Wirtg. u. Zeil.
— deornata de Kon.
Gosseletia proflecta Maur.
— tenuistriata Maur.
Actinodesma malleïforme Sdbg.
Curtonotus acuminatus Maur.
— extremus Maur.
— ovalis Maur.
— torosus Maur.
Modiolopsis carinata Maur.

e. Pteropoden:

Tentaculites grandis F. Röm.

f. Gastropoden:

Bellerophon tumidus Sdbg.
Salpingostoma macrostoma F. Röm.
Murchisonia taunica Kays.

g. Crustaceen:

Homalonotus Römeri de Kon.

Dazu Fischreste, zu Pterichthys oder Coccosteus gehörig; und ein Flossenstachel von Machaeracanthus.

Von diesen 52 Arten, welche bis jetzt die Fauna der Taunusquarzite bilden, sind für diese zweite Devonstufe leitend:

Spirifer primaevus,
Rensselaeria crassicosta,

Avicula capuliformis,
Tentaculites grandis,
Homalonotus Römeri.

Die übrigen Versteinerungen der Liste kommen, soweit sie nicht überhaupt neu sind, auch in den höheren Stufen des Unterdevon vor.

Im Taunus und Hunsrück ist nachgewiesen, dass die Lagerung der Taunusquarzite zwischen den Schiefern der ersten und dritten Stufe in Concordanz mit diesen häufig eine sattelförmige ist; H. Grebe konnte die Sattelstellung der Quarzite besonders gut an den wiederholt aufgebogenen Quarzitzügen im Hunsrück erkennen [1]). Die mächtigen Quarzitmassen biegen sich unter dem tangential wirkenden Drucke der Gebirgsstauung zu Sätteln und Mulden natürlich nicht so leicht wie die Schiefer; daher sind die Sättel der Quarzite gewöhnlich von ansehnlicher Grösse und Breite, oder sie sind in der Sattellinie aufgebrochen und ihre beiden Sattelflügel aneinander geschoben, so dass sie das gleiche Einfallen besitzen. Die Biegung der Quarzite kommt überhaupt nur zustande sowohl durch Zerbrechen der Massen in kleinste Stücke, als durch Gleitung der einzelnen Schichten übereinander; daher lassen sich die dünnschichtigen Quarzite stärker zusammenfalten als die mehr massigen. Ausserdem aber verwerfen sich die Quarzite ebenso häufig als sie sich biegen; Verwerfungen im Streichen und im Fallen, ferner auch die Schuppenstruktur, welche durch streichende Verwerfungen und durch gleichzeitige Ueberschiebung der südlichen über die nördlichen Sattelflügel erzeugt wird, sind daher nicht selten im Bereiche der Taunusquarzite zu beobachten.

3. Stufe: Hunsrückschiefer.

(Étage hunsrückien, Dumont z. T.; Wisperschiefer, C. Koch im Taunus; Schiefer von Nouzon, Gosselet in den Ardennen.)

Die dritte Stufe des rheinischen Devons besteht vorwiegend aus sehr mächtigen, dunkelblaugrauen oder schwärzlichen Thonschiefern, häufig phyllitisch glänzend, oft zu Dachschiefern nutzbar. Zahlreiche Schieferbrüche sind in dieser Stufe auf der nördlichen Abdachung des Taunus, im Hunsrück und in den Ardennen eröffnet; z. B. gehören die grossen Schieferbrüche unmittelbar am Ufer des Rheines bei Caub und Bacharach hierher. Glimmerreiche graue Quarzite und Grauwacken, welche auch hier nicht fehlen, bilden zwischen den Schiefern meist nur dünne Schichten oder linsenförmige Einlagerungen. Häufig sind die Thonschiefer kalkhaltig, so dass neben den häufigeren Quarzadern auch Kalkspattrümmer die Schiefer durchziehen; solche Kalkausscheidungen in den Schiefern sind besonders in den Ardennen, oft in reichlicher Menge, nicht selten anzutreffen.

Die Hunsrückschiefer zeigen gewöhnlich jene durch Druck entstandene transversale Schieferung, welche wir oben S. 26 erwähnten;

[1]) H. Grebe, Ueber die Quarzitsattelrücken im südöstlichen Teile des Hunsrück, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. I, S. 243—259, mit geol. Karte. Berlin 1881.



die zu Dachschiefern geeigneten Platten sind fast immer durch Druckschieferung erzeugt. Bei weitergehender Zerklüftung zerfallen die Schiefer in griffelförmige Stücke.

Versteinerungen sind im ganzen recht selten in den Hunsrückschiefern; allerdings ist auch diese dritte Stufe in Bezug auf ihre Fauna weniger ausgebeutet, als die meisten anderen Stufen des rheinischen Devons. Eine besondere Fauna enthalten die Dachschiefer von Bundenbach bei Rhaunen im Hunsrück und von Alle, an der Semois unterhalb Bouillon in den Ardennen gelegen, in ihren zahlreichen, grossenteils sehr schön erhaltenen, in Pyrit verwandelten Seesternen.

Von F. Römer, C. Koch, H. Grebe und J. Gosselet werden die folgenden Versteinerungen aus dieser dritten Stufe des Unterdevons im Hunsrück, Taunus und in den Ardennen namhaft gemacht [1]):

a. Korallen:

Zaphrentis primaeva Stein.
— sp., grosse Form, in den Dachschiefern des Hunsrück häufig.
Pleurodictyum problematicum Gldf.

b. Crinoïden:

Cyathocrinus gracilior F. Röm.
— pinnatus Gldf.
Poteriocrinus nanus F. Röm.
— zcaeformis L. Schultze.

c. Asteriden:

Aspidosoma Tischbeinianum F. Röm.
Asterias asperula F. Röm.
— spinosissima F. Röm.
Helianthaster rhenanus F. Röm.

d. Brachiopoden:

Strophomena laticosta Conr.
Spirifer micropterus de Vern.

e. Crustaceen:

Cryphaeus limbatus Schlüt.
Phacops Ferdinandi Kays.
Homalonotus planus Sdbg.
— laevicauda Quenst.
— aculeatus C. Koch.
Dalmanites rhenanus Kays.

Von diesen Versteinerungen sind als leitend für die Hunsrückschiefer zu betrachten:

Phacops Ferdinandi,
Homalonotus planus,

[1]) Ferd. Römer, Neue Asteriden und Crinoïden aus devonischen Dachschiefern von Bundenbach, in Palaeontographica Bd. IX, S. 143—152, mit 7 Tafeln. Kassel 1863. — Von C. Koch siehe ausser der oben S. 41 Anmerkung 2 citierten Abhandlung auch: Monographie der Homalonotus-Arten des rheinischen Unterdevon, in Abhandl. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. IV, Heft 2. Berlin 1883. — H. Grebe, Die geognostischen Verhältnisse im Bergrevier Koblenz II, in W. Dunkers Beschreibung des Bergreviers Koblenz II. Bonn 1884. — J. Gosselet, Esq. géol. I, S. 76.

während die übrigen Arten meistens auch in höheren Devonstufen, jedoch nur Pleurodictyum problematicum bereits im Taunusquarzit vorkommen. Die geringe Uebereinstimmung der Fauna in der zweiten und dritten Stufe darf nicht verwundern, da die Taunusquarzite als eine sandige Facies eine andere Fauna bedingen, als die thonreichen Hunsrückschiefer, ganz abgesehen davon, dass, wie gesagt, die Ausbeute aus den letzteren überhaupt noch sehr gering ist.

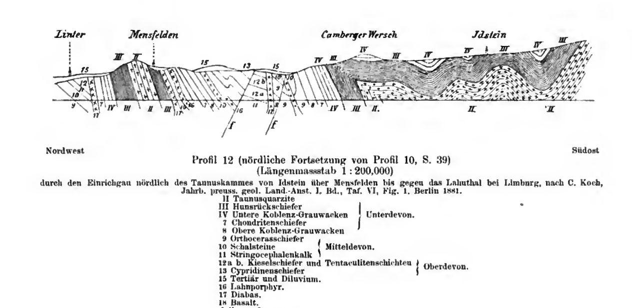
Die Lagerung der Hunsrückschiefer richtet sich im allgemeinen nach den Sattelbiegungen der ihnen concordant unterlagernden Taunusquarzite; doch ist die Faltung und Verstauchung der Schiefer entsprechend ihrer grösseren Biegsamkeit in der Regel eine viel stärkere, als diejenige der spröden und oft massigen Quarzite. Häufig tritt die transversale Schieferung der Hunsrückschiefer deutlicher hervor als ihre Schichtung; wenn jedoch Quarzitschiefer sich einschalten, ist die Schichtung leichter zu verfolgen. Die obere Grenze der Schiefer gegen die Grauwacken der nächsten Stufe des Unterdevon ist weniger scharf als die untere Grenze derselben, da die Grauwacken vielfach mit Thonschiefern wechsellagern; daher hat Gosselet die Schiefer von Nouzon nicht genauer abgetrennt von den jüngeren Grauwacken.

In breiter Zone nehmen die Hunsrückschiefer einen grossen Teil der weiten Plateauflächen nördlich des Taunus auf dem Einrich und nördlich vom Hunsrück ein; erst gegen die Lahn zu und zur Mosel hin legen sich die jüngeren Devonstufen auf. Jedoch ist die Lagerung der Schichten auf diesen weiten Hochflächen noch nicht näher untersucht; die einzigen Profile aus dem Taunus, welche C. Koch veröffentlichte, und von denen wir bereits oben ein Profil (10, S. 39) wiedergaben, entsprechen nur unvollkommen den wirklichen Lagerungsverhältnissen, da die letzteren besonders wegen der zahlreichen Verwerfungen und Faltungen, auch wegen der schlechten Aufschlüsse äusserst schwierig zu entziffern sind. Die nördliche Fortsetzung des obigen Profiles ist umstehend auf Seite 48 gezeichnet.

Im Lahnthale selbst hat C. Koch einen sich aushebenden Sattel der Hunsrückschiefer zwischen jüngeren Grauwacken nachgewiesen, der weiter östlich noch bei Holzappel und Laurenberg hervortritt; ebenso tauchen diese Schiefer weiter westlich bei Bendorf am Rhein unter der Grauwacke der vierten Stufe noch einmal auf. An allen drei Orten, bei Holzappel, Ems und Bendorf, führen die Hunsrückschiefer Erze, und zwar silberhaltigen Bleiglanz und Spateisenstein.

Im Westerwalde und im Sieger Lande sind die Hunsrückschiefer noch nicht von den jüngeren Grauwacken abgetrennt worden, wie denn überhaupt in diesen Gebieten die Stufen des Unterdevons noch der Untersuchung harren.

Durch die Eifel ziehen die Schiefer der dritten Stufe in zwei breiten Zonen südlich und nördlich der Mulden jüngerer Devonstufen im Streichen des Gebirges von Ost nach West hindurch; auf der Südseite derselben setzen die Hunsrückschiefer von Bendorf her über den Rhein und verbreiten sich von der Mosel an nach Norden bis zu einer Linie, welche die Orte Andernach, Mayen, Manderscheid und Vianden verbindet. Auf der Nordseite der Eifelmulde streichen die Schiefer



Profil 12 (nördliche Fortsetzung von Profil 10, S. 39)
(Längenmassstab 1 : 200,000)
durch den Einrichgau nördlich des Taunuskammes von Idstein über Mensfelden bis gegen das Lahnthal bei Limburg, nach C. Koch, Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. 1. Bd., Taf. VI, Fig. 1. Berlin 1881.

II Taunusquarzite
III Hunsrückschiefer } Unterdevon.
IV Untere Koblenz-Grauwacken
7 Chondritenschiefer
8 Obere Koblenz-Grauwacken
9 Orthocerasschiefer } Mitteldevon.
10 Schalsteine
11 Stringocephalenkalk
12 a b. Kieselschiefer und Tentaculitenschichten } Oberdevon.
13 Cypridinenschiefer
15 Tertiär und Diluvium.
16 Lahnporphyr.
17 Diabas.
18 Basalt.
f Verwerfungen.

dieser Stufe längs des Südfusses des Hohen Venn und reichen nach Süden bis zu einer Linie, welche über Schloss Dreyborn bei Schleiden und über Büllingen zwischen Sankt Vith und Bleialf hindurch nach Clervaux im Luxemburgischen verläuft [1]).

In den Ardennen sind die Hunsrückschiefer ebenso mächtig entwickelt wie im Taunus und Hunsrück; Gosselet fasst sie zusammen mit den Grauwacken der nächstjüngeren Stufe und beschreibt sie mit der charakteristischen Asteridenfauna von Alle als „Schiefer von Nouzon".

4. Stufe: Untere Koblenz-Grauwacken.

(Untere Koblenz-Schichten, C. Koch z. T.; ältere rheinische Grauwacke, Fr. Maurer; „Grauwacke de Montigny ou Grauwacke inférieure", Gosselet.)

Diese untere Zone von Grauwacken mit untergeordneten Thonschiefern folgt im Einrichgau nördlich des Taunus, in der weiteren Umgegend von Koblenz, in der Eifel und in den Ardennen zunächst über den Hunsrückschiefern; wir bezeichnen sie daher als die vierte Stufe des Unterdevon. Mit diesen Schichten beginnen die echten Grauwacken ihre Herrschaft, indem sie von nun an vorwiegend das Material der Stufen des Unterdevon bilden: es sind stets die bekannten grünlichgrauen, harten Quarzsandsteine, eisenrostig verwitternd, welche in mächtigen Schichten die einst als „Spiriferensandstein" bezeichneten jüngeren Unterdevonstufen in den Rhein-, Mosel- und Lahndurchschnitten zusammensetzen. Die oft in einzelnen Schichten massenhaft angehäuften Versteinerungen, unter denen die Brachiopoden vorherrschen, liegen fast stets ohne Schale nur in scharfen Abdrücken und Steinkernen im Gestein, da die Grauwacken, zerklüftet und porös, wie sie sind, durch die eindringenden Tagesgewässer ihres Kalkgehaltes vollständig beraubt und ausgelaugt werden. Die Grauwacken wechsellagern häufig mit dunkelgrauen Grauwackenschiefern und Thonschiefern, in denen aber seltener Fossilien vorkommen als in den Grauwacken. Im ganzen sind die jüngeren Stufen des Unterdevon durch ihre reiche Spiriferenfauna enger untereinander verbunden als mit den älteren drei Stufen, eine Fauna, welche neben den vorwiegenden Brachiopoden auch zahlreiche Conchiferen enthält und sich im allgemeinen als eine Flachsee-Facies darstellt.

In den Gegenden nördlich des Taunus-Kammes hat Fr. Maurer die Fauna der Unteren Koblenz-Grauwacken nachgewiesen zu Oppershofen südöstlich Butzbach in der Wetterau, weiter westlich zu Ziegenberg nordwestlich Nauheim, zu Cransberg bei Usingen, im Henriettenthal bei Idstein und zu Vallendar und Bendorf am Rhein bei Koblenz; als charakteristische Fauna für die vierte Devonstufe gibt Fr. Maurer von den genannten Fundstellen die folgenden Arten an [2]):

---

[1]) Vergl. E. Kayser, Die devonischen Bildungen der Eifel, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 23. Bd., S. 289—376, mit Profiltafel. Berlin 1871.

[2]) Fr. Maurer, Beiträge zur Gliederung der rheinischen Unterdevonschichten, im N. Jahrb. f. Min. 1882, Bd. I, S. 1—40, und die oben S. 41 Anmerkung 3 citierte Abhandlung.

a. Korallen:

Pleurodictyum stigmosum Ldwg.
Zaphrentis gladiiforme Ldwg.
— profunde-incisa Ldwg.

b. Brachiopoden:

Chonetes sarcinulata Schlth., sehr häufig.
— dilatata F. Röm.
Orthis circularis Sow.
Streptorhynchus umbraculum Schlth.
— gigas M'Coy.
Strophomena laticosta Conr.
— explanata Sow.
— Murchisoni de Vern.
Spirifer paradoxus Schlth.
Athyris undata Defr.
Rhynchonella livonica von Buch.
— Dannenbergi Kays.
Maganteris ovata Maur.

c. Conchiferen:

Pterinea costata Gldf.
Myoconcha compressa A. Röm.
Nucula cornuta Sdbg.
Leda congener Beush.

d. Gastropoden:

Bellerophon striatus Sow.
— tuberculatus d'Orb.
Capulus priscus Gldf.
— fractus Maur.
Pleurotomaria striata Gldf.

e. Cephalopoden:

Orthoceras planiseptatum Sdbg.

f. Crustaceen:

Phacops latifrons Bronn.
Homalonotus armatus Burm.

In den Ardennen nennt Gosselet diese vierte Stufe die Grauwacken von Montigny, einem Orte an der Maas, unterhalb Fépin gelegen (siehe oben S. 43, Profil 11); zusammen mit den Schiefern der dritten Stufe, den Schiefern von Nouzon, gibt Gosselet den Schichten eine Mächtigkeit von 775 m, von welcher Mächtigkeit wohl der grösste Teil auf die Hunsrückschiefer zu rechnen ist. Als Leitformen für die Grauwacken von Montigny in den Ardennen führt Gosselet (Esq. géol. S. 75) an:

Spirifer paradoxus Schlth.
Athyris (Spirigera) undata Defr.
Strophomena sp. (depressa).
Grammysia Hamiltonensis de Vern.

In der Eifel wurden die Unteren Koblenz-Grauwacken noch

wenig von den jüngeren Unterdevonstufen abgetrennt; nach E. Kayser [1]) gehören die lichteren Grauwacken mit reicher Fauna von Ober- und Nieder-Stadtfeld bei Daun in der Vorder-Eifel hierher; als besonders wichtige Arten von dort nennt Kayser:

Pleurodictyum sp., sehr häufig.
Rhodocrinus gonatodes J. Müll.
Ctenocrinus typus Bronn.
Chonetes sarcinulata Schlth.
Orthis circularis Sow.
Strophomena laticosta Conr.
— Murchisoni de Vern.
Spirifer paradoxus Schlth., sehr häufig.
Rhynchonella Daleidensis F. Röm.
Rensselaeria strigiceps F. Röm.
Meganteris Archiaci de Vern.
Homalonotus armatus Burm.
Cryphaeus, mehrere Arten.

Die Unteren Koblenz-Grauwacken finden wir bei regelmässiger Lagerung stets über den Hunsrückschiefern; die Grenze zwischen beiden Stufen lässt sich bis jetzt in den verschiedenen Gebirgsabschnitten, wo dieselben liegen, nicht genau bestimmen. Vom Nordostende des Taunus bei Oppershofen und Ziegenberg in der Wetterau an durch die Mitte der nördlichen Taunusplateaus fort bis zum Rheindurchschnitt und nördlich bis zur Lahn und bis Koblenz hin fallen die devonischen Schichten bei gleichförmigem Ostnordost-Streichen zunächst in Südsüdost mit 45—80° ein, während in diesen Gebieten in der Richtung von Süden nach Norden immer jüngere Stufen bis zur Lahn hin aufeinander folgen: die Schichten befinden sich nördlich von dem mächtigen Quarzitrücken des höheren Taunus, sämtlich in überkippter Lagerung, was C. Koch in dem oben S. 48 mitgeteilten Profil 12 von der Camberger Wersch an bis zur Lahn auch andeutet; wahrscheinlich haben wir es dort aber nicht mit einfacher Ueberkippung der Schichten zu thun, sondern mit derjenigen Lagerung, welche E. Suess als Schuppenstruktur bezeichnet, eine grosse Anzahl von streichenden Verwerfungen und von Sattelbrüchen scheint die gestörte Lagerung der Schichten auf den Plateaus südlich der Lahn verursacht zu haben.

Bei Oppershofen in der Wetterau, einem der am weitesten gegen Ost liegenden Vorkommen von Unterdevon, fallen die Unteren Koblenz-Grauwacken widersinnig mit 45° in Südsüdost unter die Hunsrückschiefer ein. Die Brachiopoden, welche in Abdrücken und Steinkernen einzelne Grauwackenbänke erfüllen, und andere Versteinerungen, z. B. die Trilobiten, zeigen in ihrer seitlichen Verdrückung die Wirkung des starken, zusammenstauenden Gebirgsdruckes.

Gosselet gibt an (Esq. géol. S. 77), dass im Hunsrück nur Schichten der ersten bis zur vierten Unterdevonstufe vorhanden wären, und dass nach Ablagerung der Unteren Koblenz-Grauwacken die Auffaltung des Hunsrückens („Ridement du Hunsruck") geschehen sei. Die letztere Be-

[1]) E. Kayser in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1881, S. 618.

hauptung ist selbstverständlich unrichtig, da der Hunsrück stratigraphisch nur als ein Glied des ganzen niederrheinischen Schiefergebirges zu betrachten ist und mit dem ganzen Gebirge erst am Ende der Steinkohlenzeit aufgefaltet wurde; vielmehr sind die jüngeren Devonstufen im Hunsrück über den älteren durch Denudation und Erosion fortgewaschen worden. Ausserdem durchschneiden die untere Mosel und der Rhein von Boppard bis Koblenz noch innerhalb des Hunsrückgebietes die jüngeren Schichten bis zur Cultrijugatuszone hinauf. und zwar natürlich bei concordanter Lagerung aller Unterdevonstufen.

5. Stufe: Haliseritenschiefer.

Diese Stufe wurde früher mit den Chondritenschiefern der 7. Stufe über den Koblenz-Quarziten verwechselt und erst 1883 von Fr. Maurer richtig erkannt und ausgeschieden [1]); dieselbe schliesst sich eng an die vorige Stufe, die Unteren Koblenz-Grauwacken an, von welchen sie auch von Gosselet in den Ardennen noch nicht abgetrennt worden ist. In der Umgegend von Koblenz besteht diese Stufe aus schwarzblauen Thonschiefern, deren Schichtflächen in der Regel mit Glimmerblättchen bedeckt sind; zwischen den schwarzen Thonschiefern liegen dunkelgraue, feinkörnige Grauwackenbänke. Diese Schichten lagern concordant unter den Quarziten der nächsten Stufe und enthalten in einigen Lagen eine reiche Muschelfauna.

Hierher gehören auch nach Fr. Maurer die fossilreichen Schichten von Singhofen und Attenhausen südlich von Nassau, Schichten, deren zahlreiche Conchiferen in schön erhaltenen Abdrücken und Steinkernen von Fr. und G. Sandberger in ihrem bekannten Werke [2]) beschrieben wurden; desgleichen rechnet Maurer hierher die feldspatreichen Grauwacken und Thonschiefer, welche sich in derselben Gegend südlich von Nassau verbreiten und welche am Nordostrande des Taunus zu Bodenrod bei Butzbach in gleicher Weise und mit ähnlicher Fauna auftreten.

In der Umgegend von Koblenz enthalten die Haliseritenschiefer am Nellenköpfchen nahe unterhalb Ehrenbreitstein eine reiche Fauna. Diese Schichten, welche in dem grossen Steinbruch an der Strasse auf dem rechten Rheinufer mit 80° in Westnordwest einfallen, lassen sich in südwestlichem Streichen auf der linken Rheinseite und bis an die untere Mosel verfolgen; am Einfluss des Conderbaches in die Mosel gegenüber Winningen hat Maurer sie nachgewiesen. Die Fauna der Haliseritenschiefer vom Nellenköpfchen enthält nach Maurer die folgenden Arten:

a. Korallen:
Pleurodictyum problematicum Gldf.
b. Brachiopoden:
Chonetes sarcinulata Schlth.
Spirifer paradoxus Schlth.

[1]) Fr. Maurer, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. (Versammlung in Stuttgart) Bd. 35, S. 634. Berlin 1883.

[2]) G. und Fr. Sandberger, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau, mit 41 Tafeln. Wiesbaden 1856.

Rhynchonella livonica v. Buch.
Rensselaeria strigiceps F. Röm.
— carinata Maur.

c. Conchiferen:

Avicula bifida Sdbg.
Pterinea concentrica A. Röm.
— fasciculata Gldf.
Modiola antiqua Gldf.
Modiomorpha lamellosa Sdbg.
Ctenodonta gibbosa Gldf.
— concentrica F. Röm.
— laevis Beush.
Cucullella truncata Stein.
— prisca Gldf.
Leda securiformis Gldf.
Palaeoneilo Römeri Beush.
Myalina solida Maur.
Solen simplex Maur.

d. Pteropoden:

Tentaculites scalaris Schlth.

e. Gastropoden:

Bellerophon bisulcatus F. Röm.
— tumidus Sdbg.
— expansus Maur.
Pleurotomaria striata Gldf.

f. Cephalopoden:

Orthoceras planiseptatum Sdbg.

g. Crustaceen:

Phacops latifrons Bronn.
Homalonotus armatus Burm.
— rhenanus C. Koch.

Haliserites Dechenianus Göpp., zweifelhafte Algenreste (siehe oben S. 37 Anmerkung 1), welche die Schichtflächen in grosser Masse bedecken.

Die meisten dieser Versteinerungen finden sich auch in den gleichalterigen Schichten von Singhofen und Bodenrod neben zahlreichen anderen Brachiopoden und Conchiferen; bei Winningen an der Mosel und bei Singhofen kam auch ein Seestern vor, den Goldfuss Aspidosoma Arnoldi nannte [1]).

Während die Schichten im Rheindurchschnitt von St. Goar an abwärts bis gegen Koblenz regelmässig in Südsüdost einfallen, beginnt bei Ehrenbreitstein ein nördliches Fallen der Unterdevonstufen: die Festung ruht auf steilaufgerichteten Grauwacken und Schiefern der Oberen Koblenz-

[1]) A. Goldfuss, Ein Seestern aus der Grauwacke, in Verh. nat. Ver. Rheinl. Westf. Bd. V, S. 145—146, mit 1 Tafel. Bonn 1848. — Sp. Simonowitsch, Ueber einige Asteroïden der rheinischen Grauwacke, im Sitzungsber. Wien. Akad. Wiss., math. nat. Klasse 1871, I. Abth., S. 114. Wien 1871.

Stufe und der Chondritenschiefer; neben dem nördlichen Rheinthore der Festung steht der Homalonotussandstein der 7. Stufe an; längs der Strasse nach Vallendar folgt dann ein grosser Steinbruch im Koblenz-Quarzit (6. Stufe). Etwas weiter nördlich folgen die in 80° Westnordwest einfallenden Haliseritenschiefer mit obiger Fauna am Nellenköpfchen, aufgeschlossen durch einen jetzt verlassenen Steinbruch. Ausgedehnte Flächen des schwarzen Grauwackenschiefers zeigen sich bedeckt mit Wellenfurchen, eine Erscheinung, welche ebenso wie die reiche Muschelfauna dieser Schichten auf eine Ablagerung im seichten Meere hindeutet. Gegen Vallendar zu erreicht man endlich die mächtigen Grauwacken der 4. Unterdevonstufe. Das nebenstehende Profil gibt die Lagerungsverhältnisse dieser und der jüngeren Stufen am rechten Rheinufer zwischen Braubach und Vallendar.

6. Stufe: Koblenz-Quarzit.

(„Grès noir de Vireux", Gosselet.)

Diese für die Entzifferung der Lagerungsverhältnisse im rheinischen Unterdevon sehr wichtige Zone von Quarziten ist weniger mächtig und auch weniger massig entwickelt als die älteren Taunus-Quarzite der zweiten Devonstufe; die Koblenz-Quarzite bilden aber einen trefflichen Horizont, der sich durch alle Teile des niederrheinischen Schiefergebirges, oft in anschwellenden Bergrücken, verfolgen lässt. Der Quarzit dieser Stufe ist meist dünnschichtig, enthält viel Glimmer auf den Schichtflächen und wechsellagert häufig mit thonreicheren Plattensandsteinen; seine Farbe ist weiss oder grau, auch rötlich oder rot.

Die Koblenz-Quarzite sind in der Regel arm an Versteinerungen: nur aus der Umgegend von Koblenz hat Fr. Maurer eine reichere Ausbeute gehabt, und zwar von Oberlahnstein, Rhens, am Sieghausbach unterhalb Capellen, von Ehrenbreitstein und im Conderthal bei Winningen an der Mosel; als häufiger sind aus dieser Fauna die folgenden Arten hervorzuheben:

a. Korallen:

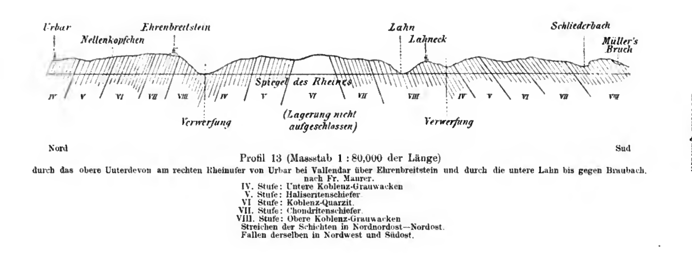
Pleurodictyum problematicum Gldf.

b. Brachiopoden:

Orthis striatula Schlth.
Streptorhynchus umbraculum Schlth.
Strophomena Sedgwicki de Vern.
— explanata Sow.
Spirifer carinatus Schnur.
— hystericus Schlth.
— paradoxus Schlth.
Athyris undata Defr.
Rhynchonella livonica v. Buch.
— pila Schnur.

c. Conchiferen:

Pterinea lineata Gldf.
— trigona Gldf.
— fasciculata Gldf.



Profil 13 (Massstab 1 : 80,000 der Länge)
durch das obere Unterdevon am rechten Rheinufer von Urbar bei Vallendar über Ehrenbreitstein und durch die untere Lahn bis gegen Braubach, nach Fr. Maurer.

IV. Stufe: Untere Koblenz-Grauwacken
V. Stufe: Haliseritenschiefer.
VI Stufe: Koblenz-Quarzit.
VII. Stufe: Chondritenschiefer.
VIII. Stufe: Obere Koblenz-Grauwacken
Streichen der Schichten in Nordnordost—Nordost.
Fallen derselben in Nordwest und Südost.

Nucula Krachtae A. Röm.
Ledopsis praevalens Maur.
Cucullella solenoïdes Gldf.
Schizodus elongatus Beush.
— Kefersteini Beush.
— semicircularis Maur.

d. Gastropoden:

Bellerophon tumidus Sdbg.
— brevis Maur.
Capulus cassideus de Vern.

e. Crustaceen:

Homalonotus crassicauda Sdbg.

Aus dem obigen Profil 13 (S. 55) ist zu ersehen, dass die Koblenz-Quarzite an beiden Rheinufern zwischen Braubach und Vallendar dreimal hintereinander aufbrechen in drei durch Verwerfungen voneinander getrennten Abschnitten, welche die Schichten der 4.—8. Unterdevonstufen enthalten. An den hohen Thalgehängen dieser Rheinstrecke sind die Koblenz-Quarzite besonders an zwei Stellen in zwei grossen Steinbrüchen, der eine oberhalb Oberlahnstein, der andere unterhalb Ehrenbreitstein gelegen, trefflich aufgeschlossen: man sieht daselbst die Quarzitschichten zum Teil gebogen zu Sättel und Mulden, zum Teil geborsten und mit Verwerfungen gegeneinander verschoben, in der Art, wie die nebenstehende Zeichnung aus dem Quarzitbruche bei Oberlahnstein angibt.

Im gewöhnlichen ostnordöstlichen Streichen ist der Quarzitzug des nebenstehenden Profils 14 im unteren Lahnthale aufwärts bis nach Kemmenau nordöstlich von Ems zu verfolgen; auch südlich der Lahn kennt Maurer den Koblenz-Quarzit in der Umgegend von Singhofen. Auf dem linken Rheinufer oberhalb Koblenz bis nach Rhens hinauf ist dasselbe Profil 13 wie auf dem rechten Ufer zu verfolgen, da auch hier wie überall im Rheinquerschnitt die Devonschichten gleichmässig durch den Rhein fortstreichen.

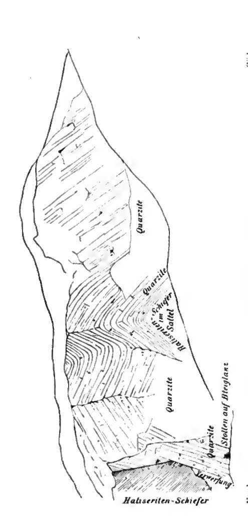
Auf der Nordseite der unteren Mosel setzt sich ein auffallender Bergrücken, der Kondelwald mit dem „Grünen Wald“, von der Alf mitten zerschnitten, zwischen Wittlich und dem Dorfe Alf aus Quarziten zusammen, welche nach H. Grebe und O. Follman [1]) das tiefste Glied des dortigen Devon darstellen; diese Quarzite bilden einen flachen Sattel und sind der Lagerung nach zu dieser 6. Stufe des Unterdevon zu rechnen [2]).

Ganz ähnlich dem Kondelwald an der Mosel erhebt sich auf der Nordseite der Eifelmulde der lange Quarzitrücken der Schneifel zwischen Stadtkyll und Bleialf in der allgemeinen Nordost-Streichrichtung des

---

[1]) O. Follmann, Die unterdevonischen Schichten von Olkenbach, Verh. nat. Ver. Rheinl. Westf., 39. Jahrg., S. 129—179. Bonn 1882.

[2]) H. Grebe hat in der That in einer soeben erschienenen Notiz im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. VI, S. LXIV, Berlin 1886, die Quarzitzüge des Grünen- und Kondel-Waldes und die Mosel hinunter bis südlich Treis als Koblenz-Quarzite nachgewiesen.



Profil 14 (Massstab 1 : 1000).

Koblenz-Quarzit in Sätteln gebogen und verworfen, mit den Haliseritenschiefern, im grossen Steinbruch oberhalb Oberlahnstein am rechten Rheinufer. Gezeichnet von R. Lepsius

Gebirges über das Plateau der Eifel; auch dieser Quarzitzug dürfte dem Koblenz-Quarzit angehören. Andere Züge dieser Quarzite im Bereiche des oberen Unterdevon im rheinischen Schiefergebirge sind noch nicht von den sie umgebenden Grauwacken und Thonschiefern ausgeschieden.

In den Ardennen bezeichnet Gosselet diese Stufe als „Sandsteine von Vireux", einem Orte an der Maas unterhalb Montigny gelegen: es ist ein harter, dunkelgefärbter Quarzit von 350 m Mächtigkeit, der zur Herstellung von Pflastersteinen häufig gewonnen wird. Die Wichtigkeit dieser Zone für das Unterdevon in den Ardennen erhellt aus dem nebenstehenden Maas-Profile.

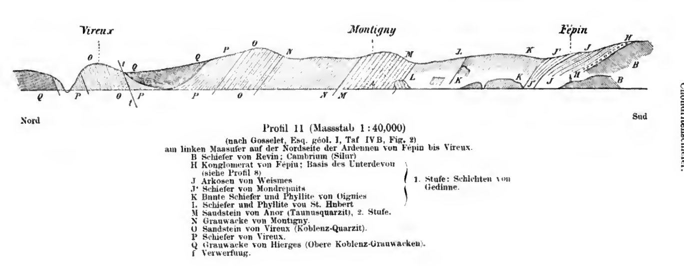
Auf der Nordseite des Condroz und des Hohen Venn fehlt, wie bereits oben S. 42 bemerkt, das Unterdevon über dem Silur vollständig. Bisher wurden die sogen. Konglomerate von Burnot und die roten Schiefer und Sandsteine von Wépion (beide Orte an der Maas zwischen Dinant und Namur gelegen) fälschlich im Alter gleichgestellt mit den Sandsteinen von Vireux, resp. mit dem Koblenz-Quarzit; auch Gosselet folgt dieser Verwechselung, obwohl er selbst in seiner vortrefflichen geologischen Skizze der Ardennen den bedeutenden Unterschied dieser verschiedenen Schichtenkomplexe nördlich und südlich des grossen Beckens von Dinant genügend hervorhebt (Goss. Esq. 1, S. 78—80). Ebenso hat E. Kayser die roten Schiefer und Konglomerate von Burnot, welche er als „Vichter Schichten" bezeichnete, fälschlich ins Unterdevon gestellt. Nachdem nun an verschiedenen Stellen von den belgischen Geologen in diesen Konglomeraten und Schiefern von Wépion und Burnot die Leitformen des Mitteldevon, Stringocephalus Burtini und Uncites gryphus, gefunden worden sind, kann das jüngere Alter dieser Schichten nicht mehr zweifelhaft sein. Wir werden daher unten beim Mitteldevon die Konglomerate von Burnot (die sogen. Vichter Schichten) kennen lernen. In den Koblenz-Quarziten der Ardennen (Grès noir de Vireux) kommen nach Gosselet nur selten Versteinerungen vor; von diesen seltenen Funden führt Gosselet nur den wenig charakteristischen Spirifer paradoxus Schlth. an.

7. Stufe: Chondritenschiefer.

(Chondritenschiefer und Plattensandsteine von Capellen, C. Koch und Fr. Maurer.)

Diese Schichten wurden zunächst in der Umgegend von Koblenz durch Koch und Maurer ausgeschieden als eine mächtige Zone über dem Koblenz-Quarzit und unter den jüngeren Grauwacken: es sind schwarze, glimmerreiche Grauwackenthonschiefer, häufig ganz erfüllt mit den vielfach verästelten, algenartigen Gebilden, welche als Chondrites antiquus Sternbg. bezeichnet werden[1]; zwischen diese Schiefer schalten sich häufig gelbgraue, harte Grauwacken und plattige Sandsteine ein.

[1] Auch Chondrites wird jetzt wie Haliserites (siehe oben S. 37 Anmerkung 1) von den Phytopaläontologen aus der Reihe der Algen und der pflanzlichen Gebilde überhaupt ausgeschieden. Zittel-Schenk, Handb. der Paläontologie II, S. 234.



Profil 11 (Massstab 1:40,000)
(nach Gosselet, Esq. géol. I, Taf IV B, Fig. 2)
am linken Maasufer auf der Nordseite der Ardennen von Fépin bis Vireux.

B Schiefer von Revin; Cambrium (Silur)
H Konglomerat von Fépin; Basis des Unterdevon (siehe Profil 8)
J Arkosen von Weismes
J' Schiefer von Mondrepuits
K Bunte Schiefer und Phyllite von Oignies
L Schiefer und Phyllite von St. Hubert

(H bis L: 1. Stufe: Schichten von Gedinne.)

M Sandstein von Anor (Taunusquarzit), 2. Stufe.
N Grauwacke von Montigny.
O Sandstein von Vireux (Koblenz-Quarzit).
P Schiefer von Vireux.
Q Grauwacke von Hierges (Obere Koblenz-Grauwacken).
f Verwerfung.

in denen Homalonotus gigas A. Röm.[1]) häufig ist. In dieser Ausbildung trifft man die Chondritenschichten bei Nieder- und Oberlahnstein, z. B. in dem grossen Steinbruch auf dem rechten Lahnufer zwischen Niederlahnstein und der Hohenrheiner Hütte oder in den Weinbergen auf der rechten Rheinseite oberhalb Oberlahnstein; ebenso drüben auf dem linken Rheinufer bei dem Dorfe Capellen am Wege zum Stolzenfels hinauf. Ausser den beiden genannten Leitformen führt Fr. Maurer von diesen Fundorten in der Umgegend von Koblenz noch zahlreiche Versteinerungen aus dieser 7. Stufe an (1886, S. 38—42, siehe oben S. 41 Anmerkung 3), von denen wir die folgenden hervorheben:

a. Korallen:
Pleurodictyum problematicum Gldf.

b. Brachiopoden:
Chonetes sarcinulata Schlth.
— plebeja Schnur.
— dilatata F. Röm.
Orthis vulvaria Schlth.
— circularis Sow.
Streptorhynchus umbraculum Schlth.
Strophomena Sedgwicki Sow.
Spirifer subcuspidatus Schnur.
— carinatus Schnur.
— ignoratus Maur.

c. Conchiferen:
Pterinea fasciculata Gldf.
Gosseletia securiformis Follm.
Modiola abbreviata Beush.
Cyrtodonta declivis A. Röm.
Palaeoneilo elongata Beush.
Schizodus ellipticus Maur.

d. Gastropoden:
Bellerophon brevis Maur.
Pleurotomaria striata Gldf.

e. Cephalopoden:
Orthoceras planiseptatum Sdbg.

f. Crustaceen:
Cryphaeus Groteï A. Röm.
Homalonotus gigas A. Röm.
— armatus Burm.

In anderen Gebieten des niederrheinischen Schiefergebirges ist diese 7. Stufe noch nicht von den Grauwacken der nächst höheren Stufe abgetrennt worden. Jedoch gehören hierher wohl die Schiefer

[1]) Dies ist die von C. Koch als Homalonotus scabrosus beschriebene Art, in „Monographie der Homalonotusarten des rheinischen Unterdevon" S. 43—48, Taf. III Fig. 8—10, und Taf. IV, aus Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Preussen Bd. IV, Heft 2. Berlin 1883. Hom. gigas ist zwar in der Chondritenstufe häufig und meist in vielen Exemplaren bei einander liegend, geht aber nach Maurers neuesten Funden auch in die nächst jüngere 8. Stufe über.

von Vireux, welche Gosselet bisher fälschlich den Konglomeraten von Burnot gleichstellte; diese Schiefer, wie sie in dem obigen Maas-Profil 11, S. 59, von Gosselet eingezeichnet sind, würden der Lagerung nach den Chondritenschiefern entsprechen; Versteinerungen gibt Gosselet aus den Schiefern von Vireux nicht an.

8. Stufe: Obere Koblenz-Grauwacken.

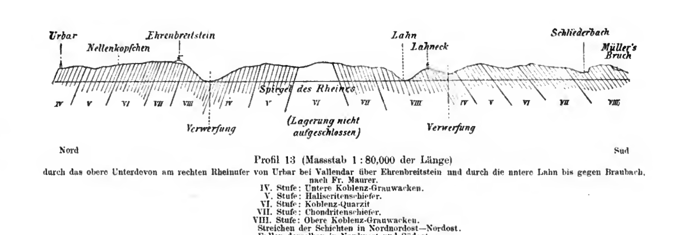
(Obere Koblenz-Schichten, C. Koch; Hohenrheiner Schichten und Cultrijugatus-zone, Fr. Maurer in der Umgegend von Koblenz; Grauwacken mit der Fauna von Waxweiler und Daleiden in der Eifel, E. Kayser; Grauwacken von Hierges in den Ardennen, Gosselet.)

Diese Stufe des Unterdevon bildet einen sehr wichtigen Horizont in mehrfacher Hinsicht: die Grauwacken beendigen hiermit die mächtige Entwickelung, welche sie im Unterdevon des niederrheinischen Schiefergebirges erlangten; über den Grauwacken dieser Stufe beginnen kalk- und schieferreiche Ablagerungen; über ihnen beginnen auch bald in der Lahnmulde die ausgedehnten Diabaslager und Schalsteine. In der Umgegend von Koblenz sind diese oberen Grauwacken die jüngsten Schichten, die vorhanden sind, da die jüngeren Devonstufen dort vollständig abgetragen wurden. Die Oberen Koblenz-Grauwacken bergen eine reiche Fauna, allerdings, wie gewöhnlich in den Grauwacken, zumeist nur in Steinkernen und Abdrücken erhalten. Diese Fauna trägt, wie im ganzen Unterdevon, den Charakter des Lebens im seichteren Meere, während in den höheren Devonstufen mehr und mehr Tiere des tieferen Meeres erscheinen: die reiche Conchiferenfauna des Unterdevon nimmt von nun an bedeutend ab, und an ihre Stelle treten zahlreiche Cephalopoden, Trilobiten und Korallen. Auch die Gesteinsbeschaffenheit entspricht diesem auffallenden Wechsel der Fauna.

Aus diesen Gründen und folgend einer alten Gewohnheit beschliessen wir das Unterdevon mit diesen Oberen Koblenz-Grauwacken und beginnen mit den nächstjüngeren Schichten die mittlere Abteilung des Devonischen Systemes, obwohl viele Tierarten, besonders Brachiopoden, in die höheren Schichten übergehen.

In der Umgegend von Koblenz sind diese versteinerungsreichen oberen Grauwacken auf beiden Ufern des Rheines und an der unteren Lahn an vielen Orten aufgeschlossen; ihre dortige Lagerung ist dem umstehenden Profile zu entnehmen.

Als altbekannte Fundstellen der zahlreichen Versteinerungen dieser Stufe in der Umgegend von Koblenz sind zu nennen: der grosse Steinbruch in der Laubbach auf der linken Rheinseite gegenüber Horchheim gelegen; an der unteren Lahn oberhalb Niederlahnstein bei der Hohenrheiner und Ahler Hütte, bei Mielen und bis nach Ems hinauf an verschiedenen Punkten; auf dem rechten Rheinufer oberhalb Oberlahnstein bei Braubach in „Müllers Bruch“ südlich des Schliederbaches. Die Feste Ehrenbreitstein steht auf steil aufgerichteten Oberen Koblenz-Grauwacken, welche sich von dort aus im Streichen nach Nordost bis ins Malterbachthal oberhalb Urbar und nach Südwest über den Rhein



Profil 13 (Massstab 1 : 80,000 der Länge)

durch das obere Unterdevon am rechten Rheinufer von Urbar bei Vallendar über Ehrenbreitstein und durch die untere Lahn bis gegen Braubach, nach Fr. Maurer.

IV. Stufe: Untere Koblenz-Grauwacken.
V. Stufe: Haliseritenschiefer.
VI. Stufe: Koblenz-Quarzit.
VII. Stufe: Chondritenschiefer.
VIII. Stufe: Obere Koblenz-Grauwacken.
Streichen der Schichten in Nordnordost—Nordost.
Fallen derselben in Nordwest und Südost.

hinüber durch die Laubbach bis in das Conderthal südlich von Winningen an der Mosel verfolgen lassen.

Als charakteristische Fossilien aus dieser 8. Stufe des Unterdevon in der Umgegend von Koblenz bezeichnen C. Koch und Fr. Maurer [1]) die folgenden:

a. Korallen:

Pleurodictyum problematicum Gldf.
Poteriocrinus rhenanus Zeil. u. Wirtg.
Ctenocrinus decadactylus Gldf.

b. Brachiopoden:

Chonetes dilatata F. Röm.
Orthis striatula Schlth.
Streptorhynchus umbraculum Schlth.
Strophomena rhomboïdalis Wahl.
— subarachnoïdea de Vern.
— taeniolata Sdbg.
— signifera Schnur.
Anoplotheca venusta Schnur.
Spirifer cultrijugatus F. Röm.
— curvatus Schlth.
— paradoxus Schlth.
— carinatus Schnur.
— subcuspidatus Schnur.
Atrypa reticularis L.
Rhynchonella Orbignyana de Vern.
— pila Schnur.
— livonica v. Buch.
— parallelepipeda Bronn.
Terebratula lepida Gldf.
Retzia ferita v. Buch.
Meganteris Archiaci de Vern.
Crania cassis Zeil. u. Wirtg.
— proavia Gldf.

c. Conchiferen:

Avicula expansa Maur.
Pterinea fasciculata Gldf.
Gosseletia cancellata Maur.
Nucula grandaeva Gldf.
— Daleidensis Stein.
Leda Ahrendi A. Röm.
Palaeoneilo brevis Beush.
Modiola Kahlebergensis Beush.
Conocardium crenatum Stein.
Schizodus carinatus A. Röm.
Pleurophorus devonicus Beush.

[1]) C. Koch in der oben S. 41 Anmerkung 2 citierten Abhandlung 1881, S. 224; Fr. Maurer im N. Jahrb. für Min. 1882, I, S. 10, und derselbe 1886 (siehe oben S. 41 Anmerkung 3) S. 24—34.

d. Gastropoden:

Bellerophon gracilis Maur.
— latofasciatus Sdbg.
— bisulcatus A. Röm.
Salpingostoma Goslariense A. Röm.
Capulus crassus Trenk.
Macrocheilus ventricosum Gldf.
Murchisonia crassestriata Maur.
Pleurotomaria Kleini Beush.

e. Pteropoden:

Tentaculites scalaris Schlth.
Coleoprion gracilis Sdbg.
Conularia subparallela Sdbg.

f. Cephalopoden:

Orthoceras planiseptatum Sdbg.
— subcalamiteum Maur.

g. Crustaceen:

Cryphaeus Groteï A. Röm.
Phacops latifrons Bronn.
Homalonotus gigas A. Röm.

Aus den tieferen Schichten dieser Stufe, welche Fr. Maurer noch als besonderen Horizont der „Hohenrheiner Schichten" von der höheren „Cultrijugatuszone" abtrennte, sind noch aus dem Steinbruch hinter der Hohenrheiner Hütte, oberhalb Niederlahnstein auf dem rechten Lahnufer gelegen, zu erwähnen die beiden schönen Seesterne:

Aspidosoma petaloïdes Simonowitsch;
Xenaster simplex Sim. [1]).

Diese Oberen Koblenz-Grauwacken sind nun nach ihrer reichen Fauna durch alle Gebiete des niederrheinischen Schiefergebirges zu verfolgen. Wenden wir uns von der Umgegend von Koblenz zunächst nach Osten, so ist diese 8. Stufe des Unterdevon mit dem Leitfossil des Spirifer cultrijugatus nachgewiesen am Westende der mitteldevonischen Lahnmulde im Rupbachthale bei Laurenburg an der Lahn, bei Cramberg, Balduinstein und Wasenbach [2]), überlagert von den Schiefern des untersten Mitteldevon; sodann auf der Südseite der Lahnmulde bei Rettert, Ackerbach, Dörsdorf, Eisenbach und Haiutchen (ostsüdöstlich von Vilmar an der Lahn gelegen); noch weiter östlich führt Fr. Maurer die Fauna der Cultrijugatuszone aus den Grauwacken von Kröffelbach bei Kraftsolms im Kreise Wetzlar an [3]). Auf der Nordseite der Lahnmulde sind die Fundorte für die Leitfossilien der oberen Koblenz-Grauwacken bei Haiger an der Oberen Dill besonders wichtig, weil dort in der Nähe bei Wissenbach diese letzte Unterdevonstufe direkt von den Orthocerasschiefern des Mitteldevon überlagert wird, wie im Rupbachthale und an

[1]) Sp. Simonowitsch a. a. O. oben S. 53 Anmerkung 1.
[2]) E. Kayser, Die Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg an der Lahn, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. III, S. 11—25. Berlin 1884.
[3]) Fr. Maurer 1886, S. 34—35, siehe oben S. 41 Anmerkung 3.

anderen Orten der Lahnmulde; Fr. Maurer erwähnt aus diesen Grauwacken von der Höhe zwischen Haiger und Sechshelden [1]):

Spirifer cultrijugatus F. Röm.
— paradoxus Schlth.
— subcuspidatus Schnur.
— curvatus Schlth.
Atrypa reticularis L.
Rhynchonella pila Schnur.
Chonetes sarcinulata Schlth.
Strophomena subarachnoïdea de Vern.
Anoplotheca venusta Schnur.
Rhodocrinus gonatodes J. Müll.

In den Gebirgen auf der linken Rheinseite unterlagern die Oberen Koblenz-Grauwacken ebenso konstant die jüngeren mitteldevonischen Schiefer und Kalke: aus der Umgegend von Olkenbach zwischen Wittlich und Alf an der unteren Mosel beschreibt O. Follmann [2]) diese Grauwacken; in der von ihm angeführten Fauna sind alle charakteristischen Arten der 8. Unterdevonstufe enthalten, so Spirifer cultrijugatus selbst und von Trilobiten:

Cryphaeus Groteï A. Röm. (Cr. laciniatus F. Röm.).
Homalonotus armatus Burm. [3]).

Aus der Eifel sind schon lange als reiche Fundorte der Fauna der Oberen Koblenz-Grauwacken auf der Südseite der mitteldevonischen Mulden Waxweiler an der Prüm und Daleiden, östlich über der Our gelegen, bekannt; die dortige Fauna [4]) entspricht vollkommen der oben angeführten aus der Umgegend von Koblenz; von Trilobiten finden sich in der Grauwacke bei Daleiden:

Cryphaeus Groteï A. Röm.
Homalonotus obtusus Sdbg.

Von Waxweiler ziehen die Oberen Koblenz-Grauwacken in Nordost weiter über Lascheid nach Lasel im Nimsthale; über den Grauwacken erscheinen dann die untersten kalkreichen Schiefer des Mitteldevon oberhalb des Schweisthaler Hofes im Nimsthale, bei Hersdorf und Schönecken auf der Südseite und bei Prüm auf der Nordseite der Eifelmulden. Im nordöstlichen Fortstreichen dieser Mulden lagern die Oberen Koblenz-Grauwacken in gleicher Ausbildung bei Hillesheim. Doch hat E. Schulz in seiner Beschreibung der Eifelkalkmulde von Hillesheim [5]) die Grauwacken dieser Stufe mit den zunächst darüber liegenden kalkreichen Schiefern vereinigt zu seiner Cultrijugatuszone, obwohl in den letzteren

[1]) Fr. Maurer, Die Thonschiefer des Rupbachthales bei Diez, im N. Jahrb. Min. 1876, S. 40.
[2]) O. Follmann, Die unterdevonischen Schichten von Olkenbach, Verh. Ver. Rheinl. Westf. 39. Jahrg., S. 129—179. Bonn 1882.
[3]) E. Kayser bei C. Koch, Monographie der Homalonotusarten S. 16, Anmerkung, und Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1881, S. 620.
[4]) Siehe E. Kayser, Die devonischen Bildungen der Eifel, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 23, S. 316. Berlin 1871.
[5]) Eugen Schulz im Jahrb. preuss. geol. Land. Anst. Bd. III, S. 158—250, mit geol. Karte und Profilen. Berlin 1883.

bereits mitteldevonische Arten, wie Pentamerus galeatus, Merista plebeja, Spirifer concentricus, Cyrtoceras depressum etc., allerdings neben Spirifer cultrijugatus, vorkommen. E. Kayser hielt dagegen in seiner für die Ordnung der Devonschichten in der Eifel grundlegenden Abhandlung beide Zonen getrennt und legte zwischen beide die Grenze vom Unter- gegen das Mitteldevon; diese notwendige Trennung ermöglicht, wie wir gesehen haben, eine bessere Vergleichung der Eifeler mit den rechtsrheinischen Verhältnissen, ganz abgesehen von der verschiedenen Fauna beider Stufen. Uebrigens ist für die hier einschlägige Litteratur wohl zu beachten, dass E. Kayser in der Eifel die untersten Schichten des Mitteldevon als „Cultrijugatuszone“ bezeichnete, E. Schulz die Oberen Koblenz-Grauwacken zusammen mit diesen untersten Mitteldevonschichten in der Eifel ebenfalls „Cultrijugatuszone“ benannte, während Fr. Maurer für die rechtsrheinischen Gegenden denselben Namen „Cultrijugatuszone“ nur den Oberen Koblenz-Grauwacken beilegte; um dieser Wirrnis willen ist es nötig, die Bezeichnung „Cultrijugatuszone“ ganz fallen zu lassen, um so mehr, als nach Fr. Maurer und E. Kayser diejenigen Spiriferen, welchen bisher der Name Spirifer cultrijugatus gegeben wurde, in verschiedene Arten zu trennen sein werden.

Aus dem nördlichen Teile der Eifel gibt E. Kayser die Oberen Koblenz-Grauwacken im Olefthale bei Schleiden an, jedoch ohne Versteinerungen aus denselben anzuführen.

In den Ardennen nennt Gosselet diese achte Devonstufe „Grauwacken von Hierges“, einem Orte an der Maas oberhalb Givet gelegen: es sind dort braune und schwärzliche Grauwacken von bedeutender Mächtigkeit (775 m nach Gosselet, Esq. géol. I, S. 83), welche im Maasdurchschnitt oberhalb Givet gut aufgeschlossen sind (siehe oben S. 59, Profil 11). Weiter östlich bei Grupont an der l'Homme sind die Grauwacken reich an Pterineen; auch in der Gegend von Harzé südlich der Amblève in der Grauwackenzone zwischen dem Massiv von Stavelot und dem Becken von Dinant ist die Fauna von Daleiden neuerdings aufgefunden worden (nach M. Lohest); ebenso sind die Oberen Koblenz-Grauwacken bekannt aus den Gebieten südlich des Massives von Stavelot und des Hohen Venn. Im Condroz aber und nördlich des Hohen Venn fehlt diese Stufe ebenso wie das ganze Unterdevon.

Aus den Ardennen führt Gosselet an Versteinerungen dieser Stufe an:

Spirifer paradoxus Schlth. (Sp. Arduennensis Schnur).
Retzia Oliviana de Vern.
Rhynchonella pila Schnur.
Pterinea lineata Gldf.
— costata Gldf.
— ventricosa Gldf.
— trigona Gldf.

In einem höheren Niveau, aber noch innerhalb der Grauwacken, gibt Gosselet für die Ardennen weiter an:

Spirifer cultrijugatus F. Röm.
Rhynchonella Orbignyana de Vern.

Orthis striatula Schlth.
Atrypa reticularis L.

Auch Calceola sandalina Lam., das Leitfossil der höheren Schichten, nennt Gosselet hier; es scheint aber, dass dieses Vorkommen der Calceola ebenso wie die Zone der Roteisensteine von Chimai, die Gosselet bereits hierher stellt, bereits zu der nächsten Stufe, der Basis des Mitteldevon, zu beziehen sind.

Wir haben demnach die Oberen Koblenz-Grauwacken, meist eine reiche Fauna mit Spirifer cultrijugatus enthaltend, in allen Teilen des niederrheinischen Schiefergebirges kennen gelernt, mit Ausnahme des Sauerlandes; jedoch ist diese Zone wahrscheiulich auch im Sauerlande vorhanden und dort nur noch nicht näher verfolgt worden.

Die gesamte Mächtigkeit der acht Stufen des Unterdevon ist eine sehr grosse, sie ist bedeutend grösser als diejenige des Mittel- und Oberdevon; dieselbe ist für Taunus, Hunsrück, Eifel und Westerwald, also für diejenigen Gebirgsabschnitte, welche vorwiegend oder fast ganz aus dem Unterdevon bestehen, noch nicht annähernd zu berechnen; für die Ardennen schätzt Gosselet die Mächtigkeit des ganzen Unterdevon auf 3750 m, nämlich:

Gedinnien	800 m	
Taunusien	550 m	
Grauwacke von Montigny	775 m	Koblenzien
Sandstein von Vireux .	350 m	Koblenzien
Schiefer von Vireux . .	500 m	Koblenzien
Grauwacke von Hierges .	775 m	Koblenzien
Summa:	3750 m.	

Dabei ist zu beachten, dass Gosselet wahrscheinlich die Mächtigkeit der Schiefer von Vireux wegen der Verwechselung mit den Konglomeraten von Burnot zu hoch angegeben hat, so dass die Gesamtmächtigkeit des Unterdevon in den Ardennen höchstens auf 3500 m zu schätzen ist; grösser dürfte die Mächtigkeit des Unterdevon auch in den anderen Gebirgsabschnitten nicht zu berechnen sein.

b. Das Mitteldevon.

(Eifeler Kalk.)

Ueber den Koblenzer Grauwacken des Unterdevon lagert im Gebiete des niederrheinischen Schiefergebirges eine mächtige Schichtenfolge von Thonschiefern, die häufig als treffliche Dachschiefer Verwendung finden können, von kalkreichen Schiefern wechsellagernd mit Kalkbänken und von halbkrystallinen Massenkalken, welche meistens den Korallen ihre Entstehung verdanken. Während der Ablagerung des Mitteldevon ergossen sich auch aus der Erde zahlreiche Ströme von Diabasen, deren Eruptionen begleitet waren von grossen Aschenanhäufungen, den in Nassau sogen. „Schalsteinen"; die letzteren besitzen dadurch eine hohe praktische Bedeutung, dass sie in Verbindung mit den mitteldevonischen Kalken die Ursache der Bildung von sehr vielen Eisenerzlagerstätten an der mittleren Lahn und im Dillgebiete waren. Wir

teilen das Mitteldevon in zwei mächtige Stufen, die untere, die Calceolaschichten, wesentlich aus Thonschiefern und kalkreichen Schiefern, die obere, die Stringocephalenkalke, der Hauptsache nach aus massigen Korallenkalken aufgebaut; zwischen beiden Stufen geschahen in Nassau die meisten Diabasausbrüche.

(Siehe die Uebersichtstafel I.)

I. Stufe: Calceolaschichten.

(Orthocerasschiefer an der Lahn, Lenneschiefer im Sauerland, Schiefer von Couvin in den Ardennen.)

Die Calceolaschichten tragen ihren Namen von dem Leitfossil dieser Stufe, der Calceola sandalina, einer Deckelkoralle. Diese Schichten wurden zuerst in den mitteldevonischen Mulden der Eifel ausgeschieden, indem sie dort reich an Versteinerungen sind. E. Kayser [1]) teilte die Stufe ein in:

1) Basis der Calceolaschichten oder Cultrijugatuszone, ca. 40 m mächtig.
2) Unterer Teil }
3) Oberer Teil } der Calceolaschichten, ca. 160 m mächtig.

Ueber die Bezeichnung „Cultrijugatuszone" für die Basis der Calceolaschichten haben wir uns oben S. 66 geäussert; wir erinnern hier nur daran, dass mit dieser „Cultrijugatuszone" von E. Kayser in der Eifel jüngere Schichten gemeint sind, als mit Fr. Maurers „Cultrijugatuszone" bei Koblenz, welch leztere noch dem Unterdevon angehört.

Die Basiszone der Calceolastufe besteht in der Eifel aus unreinen dunklen Kalkmergeln und Kalken, schwarzen Schieferthonen mit Kalknieren und mit Einlagerungen von plattigen Grauwacken; ziemlich häufig kommen in diesen untersten Schichten des Mitteldevon körnige und oolitische Roteisensteine vor, welche wahrscheinlich durch Umwandlung aus oolitischen Kalksteinen hervorgegangen sind. Von den zahlreichen Versteinerungen der Basiszone in der Eifel erwähnen wir hier:

Spirifer cultrijugatus F. Röm.
— subcuspidatus Schnur.
— elegans Stein.
— concentricus Schnur.
Streptorhynchus gigas M'Coy.
Merista plebeja Sow.
Atrypa reticularis L.
Pentamerus galeatus Dalm.
Cyrtoceras depressum Gldf.

Hierzu kommen eine grosse Anzahl von Brachiopoden, welche wie die oben genannten zum Teil schon im Unterdevon vorkamen, zum anderen Teil nur dem Mitteldevon angehören; sodann einige Korallen, unter denen die Leitform dieser Stufe, die Calceola sandalina L., hier an der

[1]) E. Kayser in der oben S. 49 Anmerkung 1 citierten Abhandlung 1871, S. 322—335.

Basis der Stufe nur höchst selten gefunden wurde [1]); endlich Trilobiten, so z. B.

Phacops latifrons Bronn.
Proetus Cuvieri Stein.

Diese untere Zone der Calceolastufe mit Spirifer cultrijugatus bildet in den verschiedenen Eifelmulden ein constantes Niveau als Grundlage des Mitteldevon.

Die eigentlichen Calceolaschichten in der Eifel stellen eine Schichtenfolge dar von grauen Mergeln und mergeligen Kalksteinen mit thonigen Zwischenmitteln; auch milde, schieferige Mergel, seltener Grauwackenbänke zeigen sich. Es sind im wesentlichen dieselben Brachiopoden wie in den unteren Schichten, welche hier auftreten; nur die mitteldevonischen Arten nehmen an Häufigkeit zu; neu hinzu kommen unter anderen:

Orthis Eiflensis de Vern.
Retzia lens Phil.
Rhynchonella pugnus Mart.
Camarophoria mikrorhyncha F. Röm.
— rhomboïdea Phil.
Pentamerus globus Bronn.

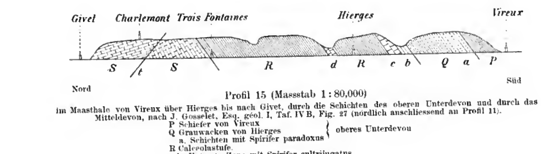
Eugen Schulz hat das Mitteldevon der Mulde bei Hillesheim (siehe oben S. 65 Anmerkung 5) in eine Reihe von Schichten zerlegt, welche wir auf der Uebersichtstafel I genannt haben; er beginnt das Mitteldevon, wie wir oben S. 65 erwähnten, erst über der Cultrijugatuszone E. Kaysers und unterscheidet in den eigentlichen Calceolaschichten die Nohner Kalke und Schiefer, dann den Brachiopodenkalk, der besonders versteinerungsreich ist, und einen unteren Korallenkalk, in welchem die Korallengattungen Heliophyllum, Actinocystis und Favosites vorherrschen.

In den Ardennen liegen für das Mitteldevon, wie schon E. Kayser hervorhebt, die gleichen Verhältnisse vor, wie in der Eifel. Jedoch hat Gosselet die unteren Schichten (die Cultrijugatuszone Kaysers) zum Teil nicht abgetrennt von den liegenden Oberen Koblenz-Grauwacken; ein Teil seines „Oberen Niveaus von Hierges“ mit Calceola sandalina und Spirifer cultrijugatus, sowie die oolitischen Roteisensteine bei Chimai, welche westlich bis nach Couplevoie auf französischen Boden zu verfolgen sind, gehören wohl hierher an die Basis des Mitteldevon (siehe oben S. 66). Die darüber liegenden kalkreichen Schiefer und Kalksteine von Couvin enthalten dieselbe reiche Brachiopodenfauna wie die eigentlichen Calceolaschichten der Eifel. In den obersten unreinen Kalksteinen bei Couvin treten noch zu der Fauna der unteren Schichten als häufig nach Gosselet (Esq. géol. I, S. 86) hinzu:

Gomphoceras inflatum Gldf.
Orthoceras nodulosum Schlth.

Bemerkenswert sind die Verhältnisse der Calceolaschichten bei Fourmies an der Helpe nördlich von Hirson: in den dortigen Schiefern lagern Kalklinsen, welche neben Pentamerus biplicatus, Bronteus flabellifer auch

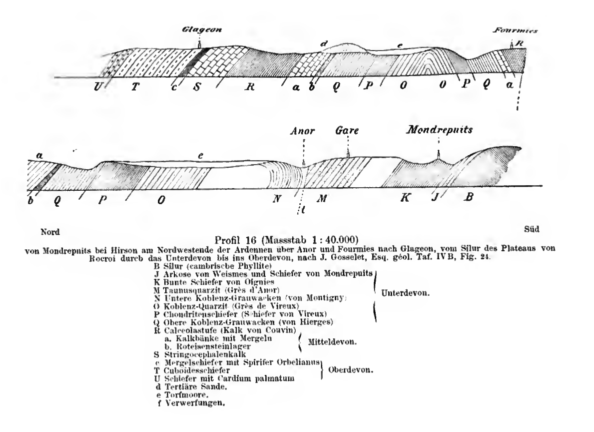
[1]) E. Kayser fand die Calceola sandalina in dieser Zone im Roteisenstein oberhalb Prüm und E. Schulz zu Leutersdorf bei Hillesheim.



Profil 15 (Massstab 1 : 80,000)

im Maasthale von Vireux über Hierges bis nach Givet, durch die Schichten des oberen Unterdevon und durch das Mitteldevon, nach J. Gosselet, Esq. géol. I, Taf. IV B, Fig. 27 (nördlich anschliessend an Profil 11).

P Schiefer von Vireux
Q Grauwacken von Hierges } oberes Unterdevon
a. Schichten mit Spirifer paradoxus
R Calceolastufe.
b. Unterste Zone mit Spirifer cultrijugatus.
c. d. Kalkbänke zwischen den Schiefern.
S Stringocephalenkalk.
f Verwerfung.



Profil 16 (Massstab 1 : 40.000)

von Mondrepuits bei Hirson am Nordwestende der Ardennen über Anor und Fourmies nach Glageon, vom Silur des Plateaus von Rocroi durch das Unterdevon bis ins Oberdevon, nach J. Gosselet, Esq. géol. Taf. IV B, Fig. 24.

B Silur (cambrische Phyllite)
J Arkose von Weismes und Schiefer von Mondrepuits
K Bunte Schiefer von Oignies
M Taunusquarzit (Grès d'Anor)
N Untere Koblenz-Grauwacken (von Montigny)
O Koblenz-Quarzit (Grès de Vireux)
P Chondritenschiefer (Schiefer von Vireux)
Q Obere Koblenz-Grauwacken (von Hierges)
} Unterdevon.

R Calceolastufe (Kalk von Couvin)
  a. Kalkbänke mit Mergeln
  b. Roteisensteinlager
} Mitteldevon.

S Stringocephalenkalk
c Mergelschiefer mit Spirifer Orbelianus
T Cuboidesschiefer
U Schiefer mit Cardium palmatum
} Oberdevon.

d Tertiäre Sande.
e Torfmoore.
f Verwerfungen.

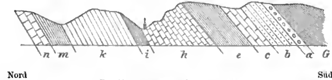
eine grosse Menge von Orthoceras und anderen Cephalopoden enthalten; es dürfte dieses Vorkommen vielleicht ein Analogon zu den Orthocerasschiefern an der Mosel bei Olkenbach und in dem Lahngebiete abgeben, wenn es eingehender untersucht würde.

Gosselet nennt die Calceolastufe „Schiefer von Couvin mit Calceola sandalina"; Couvin liegt am „Eau noire", einem Flüsschen, welches mit dem „Eau blanche" zusammen bei Vireux in die Maas mündet; Gosselet bezeichnet diese Stufe ausserdem noch besonders als „Eifelien", eine insofern nicht glückliche Bezeichnung, als wir unter dem „Eifeler Kalk" das ganze Mitteldevon verstehen; auch rechnet Gosselet dieses sein „Eifelien" oder „Schistes de Couvin" noch zum Unterdevon, während er nur den Stringocephalenkalk, seinen „Kalk von Givet", als Mitteldevon betrachtet.

Das oben S. 59 gegebene Profil 11 am Maasufer setzt sich nördlich von Vireux bis Givet in dem Profile 15 S. 70 fort.

Ein zweites Profil durch die Gegend nördlich von Hirson über Anor und Fourmies bis Glageon auf französischem Boden gibt eine treffliche Uebersicht über die Lagerung des Unter- und Mitteldevon auf der Nordwestseite des Plateaus von Rocroi am Westende der Ardennen (Profil 16 S. 71).

Während in den Ardennen das Unterdevon noch seine volle Mächtigkeit besitzt und die Calceolastufe wie in der Eifel aus dunklen Schiefern mit Kalkbänken besteht, fehlt das Unterdevon nördlich des Silurstreifens, der sich vom Hennegau südlich an Namur vorbei bis nach Lüttich erstreckt, und in Brabant über dem dortigen Untersilur vollständig; hier setzt sich die Calceolastufe aus roten Konglomeraten, roten Schiefern und grünen Sandsteinen (mit Pflanzenresten) zusammen; diese Konglomerate und Sandsteine unter dem Stringocephalenkalk nennt Gosselet „Poudingue de Pairy-Bony", einem Orte an der Maas südlich von Namur gelegen. Folgendes Profil zeigt die überkippte Lagerung dieser Schichten im Maasthale auf der Nordseite des Silurstreifens vom Condroz:



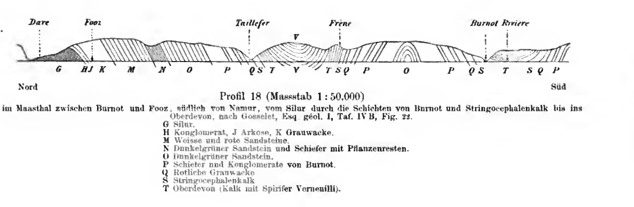
Nord Süd

Profil 17 (Massstab 1 : 20,000)

am Maasufer bei Piroy oberhalb Namur durch Mittel- und Oberdevon im nördlichen Condroz, nach J. Gosselet, Esq géol. Taf. VB, Fig. 28.

G Silurschiefer.
a Konglomerat von Burnot
b grüne Sandsteine mit Pflanzenresten } Mitteldevon.
c Stringocephalenkalk
e Schiefer
h Kalk
i Schiefer mit Eisenstein } Oberdevon.
k, m Sandsteine
n Kalk

Auf der Südseite des schmalen Silurstreifens nördlich vom Becken von Dinant lagern zunächst auf dem Silur ebenfalls rote Konglomerate,

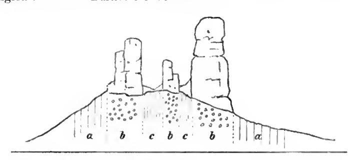


Profil 18 (Massstab 1 : 50,000)
im Maasthal zwischen Burnot und Fooz, südlich von Namur, vom Silur durch die Schichten von Burnot und Stringocephalenkalk bis ins Oberdevon, nach Gosselet, Esq. géol. I, Taf. IV B, Fig. 22.

G Silur.
H Konglomerat, J Arkose, K Grauwacke.
M Weisse und rote Sandsteine.
N Dunkelgrüner Sandstein und Schiefer mit Pflanzenresten.
O Dunkelgrüner Sandstein.
P Schiefer und Konglomerate von Burnot.
Q Rotliche Grauwacke
S Stringocephalenkalk
T Oberdevon (Kalk mit Spirifer Verneuilli).

rote Schiefer und grüne Grauwacken mit Pflanzenresten, jedoch in bedeutend grösserer Mächtigkeit als auf der Nordseite des Silur, wo die grosse Verwerfung und Ueberschiebung wohl einen bedeutenden Teil dieser Schichten verschwinden liess. Dumont hatte ganz richtig diese Konglomerate südlich des Silur, die Schichten von Burnot (Kaysers Vichter Schichten) als die Fortsetzung derjenigen auf der Nordseite, den Schichten von Pairy-Bony, angesehen. Erst Gosselet und andere hatten dieses Schichtensystem von Burnot von jenen Schichten bei Namur abgetrennt und fälschlich ins Unterdevon gesetzt. Das an Profil 17 S. 72 südlich anschliessende Maasprofil ist das Profil 18 S. 73.

Die Konglomerate von Burnot gehen konstant durch aus dem Hennegau vom Sambrethale an über die Maas bei Burnot südlich Namur, südlich von Huy und Lüttich hindurch, das Vesdrethal südlich Verviers hinauf bis nach Eupen und ins Vichtthal bei Aachen auf der Nordseite des Hohen Venn. Die harten Konglomeratbänke, mit faustgrossen oder kleineren Quarzgeröllen erfüllt, verwittern schwerer als die roten Schiefer und grünlichen Grauwacken, in denen sie liegen; daher sieht man häufig in dieser ganzen Strecke von der Sambre bis zur Vicht hohe Felsmauern in auffallenden Formen aus den Bergflächen hervorstehen. Im Hennegau werden diese malerischen Felsmauern „Caillou qui bique" genannt, bei Lüttich und Verviers „Mur au diable"; eine solche Teufelsmauer läuft z. B. südlich Pépinster quer durch das Thal, welches nach Spa hinaufführt; auch das folgende Profil zeigt diese hervorstehenden Konglomerate von Burnot im Vichtthale:



Profil 19 (Massstab 1 : 200)
aus dem Berg hervorstehende Konglomeratbänke der mitteldevonischen Schichten von Burnot oder Vicht, „Teufelsmauer" oberhalb Vicht im Vichtthale bei Aachen. Gezeichnet von R. Lepsius.

Bereits im Jahre 1875 hatte Firket im Konglomerat von Burnot bei Fraipont, zwischen Lüttich und Verviers zwei Leitfossilien des Mitteldevon, Stringocephalus Burtini und Uncites gryphus, aufgefunden; Dewalque fand später dieselben Versteinerungen in den Sandsteinen und Konglomeraten derselben Zone bei Pépinster und im Thale der Gileppe oberhalb Verviers; auch Brachiopoden gibt Dewalque aus den Grauwacken des Gileppethales an, und zwar Orthis vulvaria Schlth. und

Strophomena rhomboïdalis Wahl. Die Schichten zunächst unter dem Stringocephalenkalk bei Pépinster sind nach Lohest die folgenden:

1) Stringocephalenkalk.
2) Rote und grüne Schiefer mit Grauwackenschiefern.
3) Roter feinkörniger Sandstein, fossilreich.
4) Rote Schiefer.
5) Roter feinkörniger Sandstein, reich an Fossilien, deren Schalen erhalten sind.
6) Grauwacken und Konglomerate, beide fossilreich; man sieht häufig Durchschnitte von Stringocephalen und Korallen.

Im Hennegau und zwar im Hogneauthale bei Mons haben Cornet und Briart in Kalkschiefern über den Konglomeraten von Burnot und und unter dem Stringokephalenkalk gefunden [1]).

Calceola sandalina L.
Atrypa reticularis L.
Athyris concentrica von Buch.
Orthis striatula Schlth.

Die bei Lüttich und Verviers in den Konglomeraten und Grauwacken liegenden beiden Leitfossilien, Stringocephalus Burtini und Uncites gryphus, verleihen den Schichten, in denen sie vorkommen, sicher ein mitteldevonisches Alter, und zwar sind dieselben charakteristisch für die zweite Mitteldevonstufe; bei Pépinster lagern auch die fossilreichen Konglomerate ganz nahe unter dem echten Stringocephalenkalk. Die Schichten von Burnot gehen stets allmählich in den echten Stringocephalenkalk über. Wieviel nun von der mächtigen Schichtenfolge zwischen dem Silur und dem echten Stringocephalenkalke von der Sambre bis Lüttich und dann weiter über Pépinster bis zum Nordostende des Hohen Venn zur Calceolastufe, wieviel zur nächst höheren Stringocephalenstufe zu rechnen sein wird, muss weiteren Studien überlassen bleiben [2]).

In letzterer Hinsicht ist es sehr wichtig, dass die Calceolastufe, welche in den Ardennen noch aus den typischen dunklen Schiefern und Kalksteinen besteht, sich gegen Norden in der Gegend zwischen dem oberdevonischen Becken von Dinant und dem Silurmassiv von Stavelot allmählich in Grauwacken umändert; schon an der Ourthe teilt sich

---

[1]) In den Annales de la Soc. géol. de Belgique: tome II, Liège 1875, A. Firket: „Fossiles du poudingue de Burnot", Bull. S. 124—128; tome VIII, 1880, Dewalque: „Sur un nouveau gîte de fossiles du poudingue de Burnot", Bull. S. 136 bis 138; tome X, 1882, M. Lohest: „Découverte de stringocéphales dans le poudingue de Burnot", Bull. S. 99—101; tome IX, 1881, Cornet et Briart, Bull. S. 212—214.

[2]) Südlich von Aachen am Nordrande des Hohen Venn unterschied Kayser noch unter seinen Vichterschichten „Grüne Grauwacken und grüne und rote Schiefer" („Zweifaller Schichten") und darunter „Grobes, rotes Konglomerat" zunächst auf dem Silur des Hohen Venn. Auch diese Schichten, welche Kayser zum Unterdevon stellte, scheinen mit zu den mitteldevonischen Vichterschichten (Schichten von Burnot) zu gehören; doch ist darüber nichts Sicheres zu bestimmen, solange die Versteinerungen fehlen. Siehe E. Kayser, Das Devon der Gegend von Aachen, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 22. Bd., S. 841–852, Berlin 1870; und E. Holzapfel, Die Lagerungsverhältnisse des Devon zwischen Roer- und Vichtthal, Verh. Ver. Rheinl. Westf. 40. Jahrg., S. 397—420, mit Kartenskizze. Bonn 1883.

diese Stufe in untere fossilreiche Schiefer und obere fossilarme Grauwacken (Gosselet, Esq. géol. I, S. 87).

Im Süden der Eifel finden wir am Kondelwald an der unteren Mosel bei Olkenbach über den unterdevonischen Grauwacken noch mitteldevonische Schichten, und zwar sind es hier Schiefer, wie sie auf der rechten Rheinseite in der Lahnmulde als „Orthoceras- oder Wissenbacher Schiefer“ bezeichnet werden. Bei Olkenbach an der Alf lagern nach O. Follmann [1]) zunächst über den Oberen Koblenz-Grauwacken kleinstückig zerfallende Schiefer von grauer bis blauschwarzer Farbe mit einer reichen Brachiopodenfauna, aus welcher wir hier anführen:

Spirifer paradoxus Schlth.
— speciosus aut.
— cultrijugatus F. Röm.
— subcuspidatus Schnur var. alata. Fol.
— elegans Stein.
— curvatus Schlth.
Atrypa reticularis L.
Orthis striatula Schlth.
Strophomena subarachnoïdea de Vern.
— rhomboïdalis Wahl.
Streptorhynchus umbraculum Schlth.
Retzia lepida Gldf.

Nach der Fauna stehen diese untersten Schiefer auf der Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon und entsprechen genau Kaysers Cultrijugatuszone der Eifel, also dem untersten Niveau des Mitteldevon. Diese Stellung der untersten Schiefer bei Olkenbach ist von ganz besonderer Wichtigkeit für die Altersbestimmung der über dieser untersten Zone lagernden Orthocerasschiefer. Die letzteren sind in den Schieferbrüchen bei Olkenbach scharf spaltende graublaue Schiefer, welche in zolldicken Platten gebrochen werden; sie sind kalkreich, daher leicht verwitterbar und zu Dachschiefern schlecht zu brauchen; Kalkknollen und -Adern durchziehen die Schiefer in grosser Menge. Die Fauna dieser Schiefer besteht grösstenteils aus Cephalopoden:

Orthoceras regulare Schlth.
— bicingulatum Sdbg.
— planiseptatum Sdbg.
— planicanaliculatum Sdbg.
Bactrites gracilis Münstr.
— carinatus Münstr.
Goniatites lateseptatus Beyr.
— verna-rhenanus Maur.
— circumflexifer Sdbg.
— subnautilinus Schlth. var. convoluta Sdbg.

Dazu kommen mehrere unbestimmbare Reste von Trilobiten, verschiedene Bellerophonarten und einige Korallen. Der Lagerung nach würden

[1]) O. Follmann, Die unterdevonischen Schichten von Olkenbach, Verhandl. Ver. Rheinl. Westf. 39. Jahrg., S. 129—179. Bonn 1882.

diese Orthocerasschiefer von Olkenbach den unteren Calceolaschichten der Eifel, etwa den Nohner Schiefern und Kalken von E. Schulz in der Hillesheimer Mulde als gleichalterig hinzustellen sein. Der Fauna nach setzen sie eine Ablagerung im tieferen Meere voraus, da die Cephalopoden als Tiefseebewohner gelten; im Gegensatz hierzu würde die Brachiopoden- und Korallenfauna für die Nohner Schiefer und Kalke der Eifel einen Absatz in seichterem Wasser anzeigen. Höhere Stufen als die Orthocerasschiefer fehlen bei Olkenbach [1].

In den Gebirgen der rechten Rheinseite wird die Calceolastufe vorherrschend aus dunkelgefärbten schieferigen Gesteinen zusammengesetzt; gewöhnlich sind diese Schiefer kalkhaltig, häufig, besonders in den höheren Horizonten, wechsellagern die Schiefer mit unreinen dunklen Kalken. Hierher gehören die „Orthocerasschiefer“ der Lahnmulde und die in flachen Falten weitausgebreiteten „Lenneschiefer“ des Sauerlandes.

Die Calceolastufe der Lahnmulde ist eingehend von C. Koch, Fr. Maurer und E. Kayser studiert worden; die sehr schwierigen Lagerungsverhältnisse der vielfach verworfenen und gefalteten Schichten an der Lahn und Dill, die häufig in grosser Masse eingeschalteten Eruptivdecken und aufgehäuften vulkanischen Aschen (die sogen. Schalsteine) haben diese Studien noch nicht zum Abschluss bringen lassen. Die bisherigen Resultate beziehen sich nur auf wenige Punkte des weiten Gebietes.

Das Dorf Wissenbach, nach welchem die Orthocerasschiefer im rheinischen Schiefergebirge und ähnliche Schiefer im Harze auch den Namen „Wissenbacher Schiefer“ erhalten haben, liegt am Nordrande der mitteldevonischen Lahnmulde, 6 km nordnordöstlich von Dillenburg, an der Dietzholz, einem Bach, der nahe oberhalb Dillenburg in die Dill einmündet. Die Schiefer streichen bei Wissenbach regelmässig in Nord 60—75 ° Ost, also in Ostnordost wie die Schichten im rheinischen Schiefergebirge gewöhnlich streichen, und fallen mit 40—60 ° in Südsüdost ein. Im Liegenden der Schiefer, also nördlich von Wissenbach, und weiter im Westsüdwest-Streichen bis nach Holzhausen und Dresselndorf lagern mächtige Grauwacken und dunkelgefärbte Grauwackenthonschiefer, welche von Roth bis Eibelshausen, zwischen Sechshelden und Haiger, und an der Haigerhütte mit Spirifer cultrijugatus die Fauna der Oberen Koblenz-Grauwacken enthalten. Die Orthocerasschiefer über diesen Grauwacken und die zunächst höheren Schichten bei Wissenbach lassen

[1] Die Abwesenheit jüngerer Devonstufen an irgend einem Punkte des devonischen Schiefergebirges (z. B. auf dem Hunsrück) ist natürlich nur der abtragenden Wirkung der Denudation und Erosion zuzuschreiben, zeigt aber nicht etwa an, dass die noch vorhandenen älteren Devonstufen bereits über den Spiegel des Devonmeeres erhoben waren, als die jüngeren sich bildeten, wie dies fälschlich J. Gosselet in seiner sonst so vortrefflichen „Esquisse géologique du Nord de la France“ stets beim Fehlen jüngerer Schichten annimmt; Gosselets Karten der verschiedenen Epochen in den Ardennen (I. Heft Taf. 1—6 A, II. Heft Taf. 7—10 A, III. Heft Taf. 11—14 A) haben nur den Wert von geologischen Karten überhaupt, entsprechen aber durchaus nicht dem, was Gosselet damit zeigen will, nämlich der Verteilung von Land und Meer zur Zeit der verschiedenen Epochen.

sich nach C. Koch und R. Ludwig[1]) vom Liegenden zum Hangenden folgendermassen einteilen:

1) Obere Koblenz-Grauwacken (Fr. Maurers Cultrijugatuszone).
2) Schichten mit Pentamerus rhenanus F. Röm.
3) Blaugraue Thonschiefer mit Kalknieren und mit Cryphaeus laciniatus F. Röm. (= Cr. Groteï A. Röm.), Homalonotus obtusus Sdbg. und anderen Triboliten.
4) Blaugraue Thonschiefer und Dachschiefer mit:
   Orthoceras regulare Schlth.
   — bicingulatum Sdbg.
   — planiseptatum Sdbg.
   — planicanaliculatum Sdbg.
   — triangulare de Vern.
   — crassum Sdbg.
   Bactrites gracilis Mstr.
   Goniatites compressus Beyr.
   Cryphaeus laciniatus F. Röm. (= Cr. Goteï A. Röm.)
5) Graublaue Thonschiefer, teils kalkig oder sandig und mit Pyrit und Brauneisen, teils als reine Dachschiefer ausgebildet mit:
   Goniatites subnautilinus Schlth.
   — lateseptatus Beyr.
   und mit Nautilus, Phragmoceras, Trochoceras und Cyrtoceras.
6) Dieselben Schiefer wie Nr. 5 mit Korallen (Zaphrentis).
7) Dieselben Schiefer wie Nr. 5 mit:
   Goniatites Jugleri A. Röm.
   — circumflexifer Sdbg.
   — evexus von Buch.
   Bactrites carinatus Mstr.
   und verschiedene Orthoceratiten.
8) Diabaslager.
9) Sandige Schiefer mit dünnen thonigen Kalkbänken und schwarzen Kieselschiefern mit:
   Theca unguiformis Sdbg.
   — rimulosa Sdbg.
   — fasciculata Sdbg.
   Tentaculites subcochleatus Sdbg.
   — sulcatus F. Röm.
   Spirifer linguifer Sdbg.
   Retzia novemplicata Sdbg.
   Lingula subdecussata Sdbg.
10) Zweites Diabaslager.
11) Schalstein (d. i. Diabasasche mit sedimentärem Material), graue, grüne und rote, thonige und kalkreiche, dünnschiefrige Gesteine mit Einlagerungen von echten Thonschiefern und

[1]) C. Koch, Unterdevon etc., im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. I, S. 227 und 232, Berlin 1881; R. Ludwig, Erläuterungen zur Sektion Gladenbach der geologischen Specialkarte des Grossherzogtums Hessen, S. 44. Darmstadt 1870.

unreinen Kalksteinen. Darin bei Nanzenbach, 2 km südsüdöstlich Wissenbach:

Spirifer simplex Phil.
Atrypa reticularis L.
Strophomena rhomboïdalis Wahlbg.

und Korallen.

12) Stringocephalenkalk bei Haiger.

Die Mächtigkeit der Schiefer Nr. 3—7 bei Wissenbach beträgt nach R. Ludwig 180 m und der Schiefer Nr. 9 mehr als 100 m; die Schalsteine besitzen eine sehr wechselnde, meist aber recht bedeutende Mächtigkeit.

In diesen östlichen Gebieten der mitteldevonischen Lahnmulde hat Fr. Maurer aus Schichten, welche dem oberen Teil der Calceolastufe angehören dürften, eine sehr wichtige und interessante, ungewöhnlich reiche Fauna von Greifenstein, einem Flecken mit alter Burg westlich über dem Dillthale im Kreise Wetzlar gelegen, beschrieben [1]): dunkle, dünnblätterige Schiefer mit Einlagerungen von Kalkschnüren und Kalk-, Quarzit- und Kieselschieferbänken setzen den Greifensteiner Höhenzug zusammen. Diese Schiefer werden vom unteren Stringocephalenkalk überlagert. Ein Quarzit bei Greifenstein, der zwischen den Schiefern lagert, enthält grosse Exemplare von Pentamerus rhenanus F. Röm.; aus einem Kalkbande in den Schiefern über diesem Pentamerusquarzite stammt die von Fr. Maurer beschriebene reiche Fauna von Trilobiten und Brachiopoden, eine Fauna, welche sich zunächst an böhmische Arten der Etagen E, F, G Barrande's anschliesst, jedoch entschieden jünger ist, als die böhmische Fauna. Wie Fr. Maurer auch in seiner Abhandlung über den Stringocephalenkalk von Waldgirmes bei Wetzlar nachgewiesen hat [2]), steht die Fauna des rheinischen Mitteldevon der Fauna der oberen Etagen des böhmischen Silurbeckens viel näher, als diejenige des rheinischen Unterdevon. Der Grund liegt wohl darin, dass die Grauwacken des Unterdevon im rheinischen Schiefergebirge vorherrschend eine Fauna des seichten Meeres in der Nähe der Küsten, das rheinische Mitteldevon dagegen und die bömischen Silurablagerungen vorwiegend Tiefseebildungen mit mehr pelagischer Fauna sind, welch letztere sich kennzeichnet durch die Menge der Cephalopoden. Wenn man annimmt, dass Barrande's Etagen E, F, G des böhmischen Silurbeckens dem Unterdevon zuzurechnen und also gleichalterig sind mit dem rheinischen Unterdevon und mit dem sogenannten Hercyn des Harzes, so würden in der That die Calceolaschichten im rheinischen Schiefergebirge zunächst auf die böhmischen Etagen E, F, G im Alter folgen und als Tiefseeablagerung eine Fauna enthalten, welche der nächst älteren unterdevonischen böhmischen Fauna naturgemäss verwandter erscheint, als der Flachseefauna des rheinischen Unterdevon.

Als wichtigste Arten aus dem Greifensteiner Kalke nennen wir hier:

---

[1]) Fr. Maurer, Der Kalk bei Greifenstein, im N. Jahrb. Min. 1881, Beilageband S. 1—112.

[2]) Fr. Maurer, Die Fauna der Kalke von Waldgirmes bei Giessen, Abhandl. grossh. hess. geol. Land.-Anst. Bd. 1, Heft 2, mit Atlas. Darmstadt 1885.

Strophomena rhomboïdalis Wahl.
Spirifer indifferens Barr. (= Sp. linguifer Sdbg.)
Pleurotomaria subcarinata A. Röm.
Goniatites Jugleri A. Röm.
Phacops cf. fecundus Barr.,

daneben zahlreiche Arten vom Orthoceras und Proetus. Nach der Fauna wird der Kalk am Greifenstein von Maurer für gleichalterig mit den Orthocerasschiefern gehalten; er dürfte wohl etwas jünger sein als der echte Orthocerasschiefer und den oberen Schiefern Nr. 9 und den Schalsteinen bei Wissenbach entsprechen, also in den oberen Teil der Calceolastufe gehören (siehe die Uebersichtstafel I).

Am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges sind die Orthocerasschiefer bekannt am Hausberge, 5 km westlich von Butzbach; aus denselben führt E. Dieffenbach an [1]):

Orthoceras regulare Schlth. var. gracile Sdbg.
— triangulare de Vern.
Bactrites Schlotheimi Quenst.
Spirifer simplex Phil.
Chonetes sarcinulata Schlth.
Phacops brevicauda Sdbg.

Dieselben Orthocerasschiefer treten nördlich von Butzbach bei Gambach hervor, den Südflügel einer Mulde bildend. Das Innere dieser Mulde wird von einer mächtigen Schichtenfolge von Schiefern mit Einlagerungen von unreinen Kalksteinen, Nierenkalken, Quarziten und Kieselschiefern ausgefüllt, welche wohl mit den Schichten bei Greifenstein in Parallele zu stellen sind. Auf der Nordseite der Mulde fallen die Schiefer mit 40—45° in Südsüdost, auf der Südseite bei Gambach bis zu 70° in Nord ein bei regelmässigem Ostnordost-Streichen. In der Mitte der Mulde liegt endlich der Stringocephalenkalk nördlich von Butzbach im Walde zwischen Pohlgöns und Griedel. Die Grauwacken unter dem Orthocerasschiefer bei Langgöns würden den oberen Koblenz-Schichten des Unterdevon zuzurechnen sein.

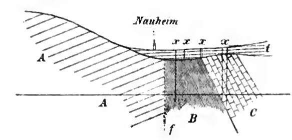
Auch noch südlich von Butzbach bei Bad Nauheim in der Wetterau lagern, neben der Verwerfung am Taunusquarzit des Johannisberges heruntergebrochen, unter dem Stringocephalenkalk die Schiefer der Calceolastufe; nach den Resultaten der Bohrungen bei Nauheim, welche bis 180 m Tiefe reichen, und nach den Lagerungsverhältnissen der Schichten in der Umgegend von Nauheim ist das folgende Profil Seite 81 gezeichnet.

Das Vorkommen der Calceolastufe und des Stringocephalenkalkes am Ostabbruche des Taunus-Quarzitkammes in der Wetterau führt uns wieder die Thatsache vor Augen, dass ehemals auch über dem Unterdevon des Taunuskammes das Mitteldevon lagerte und erst im Laufe der Zeiten fortgewaschen wurde.

Im westlichen Teil der mitteldevonischen Lahnmulde wurde die Calceolastufe genauer untersucht durch C. Koch, Fr. Maurer und E. Kayser

[1]) E. Dieffenbach, Erläuterungen zur Sektion Giessen der geol. Specialkarte des Grossherz. Hessen, S. 13. Darmstadt 1856.

im Rupbachthale bei Laurenburg an der Lahn; die Stufe wird dort wie bei Wissenbach der Hauptsache nach aus den sogenannten Orthocerasschiefern gebildet. Die grossen Dachschiefergruben im Rupbachthale ergaben bereits den Gebrüdern Sandberger eine reiche Ausbeute an Trilobiten, an Orthoceratiten und an meist verkiesten Goniatiten. Die schwierigen Lagerungsverhältnisse der Schichten im Rupbachthale und in der Umgegend des Thales sind im wesentlichen nunmehr durch die Abhandlung von E. Kayser [1]) festgestellt worden; danach bilden die Schiefer im Rupbachthale im ganzen eine Mulde, deren Mitte von dem



Profil 20 (Massstab der Länge 1 : 40,000)
bei Nauheim in der Wetterau. Gezeichnet von R. Lepsius.
A Taunusquarzit des Unterdevon.
B Schiefer des unteren Mitteldevon
C Stringocephalenkalk.
t Tertiär und Diluvium.
f Verwerfung
x Bohrlöcher der Sprudel, bis 180 m tief.

mitteldevonischen Kalk und dem oberdevonischen Schiefer bei Balduinstein eingenommen wird. Es folgen in der dortigen Gegend von unten nach oben die Schichten in nachstehender Weise aufeinander:

1) Obere Koblenz-Grauwacken mit Spirifer cultrijugatus (Maurers „Cultrijugatuszone").
2) Schichten mit Pentamerus rhenanus.
3) Schiefer der Grube „Schöne Aussicht" mit:
   Spirifer paradoxus Schlth.
   — aculeatus Schnur.
   Atrypa reticularis L.
   Rhynchonella Orbignyana de Vern.
   Phacops fecundus Barr.
   Chryphaeus cf. rotundifrons Emr.
4) Schiefer der Grube Königsberg mit:
   Orthoceras triangulare de Vern.
   — crassum A. Röm.

[1]) E. Kayser, Die Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg an der Lahn, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. IV. Bd., S. 1—56, mit Karte und Abbldg. Berlin 1884.

Goniatites Wenkenbachi C. Koch.
Cyrtoceras, Phragmoceras sp.
Phacops fecundus Barr.

5) Schiefer der Grube Langscheid mit zahlreichen Orthoceratiten und Goniatiten, unter denen am häufigsten sind:
Orthoceras commutatum Fr. Maur.
Goniatites subnautilinus Schlth.
— vittatus Kays.
— verna-rhenanus Maur.
Bactrites gracilis Blum.

Ausser diesen und anderen, meist in Pyrit verwandelten Cephalopoden kommen dort auch vor:
Spirifer linguifer Sdbg.
Retzia novemplicata Sdbg.
Nucula Krachtae A. Röm.
Pleurotomaria subcarinata A. Röm.

6) Schalsteine und Diabaslager mit Schiefern wechsellagernd.
7) Schiefer und Kalksteine.

E. Kayser schliesst seine Abhandlung mit den folgenden Worten (S. 33): „Stratigraphische, paläontologische und petrographische Thatsachen scheinen darauf hinzuweisen, dass der nassauische Orthocerasschiefer zum Mitteldevon gehört, als Teil einer mächtigen kalkig-schiefrigen aus verschiedenartigen Thon-, Dach-, Alaun- und Kieselschiefern und untergeordneten Kalklagern zusammengesetzten Schichtenfolge, welche im Südosten des rheinischen Schiefergebirges sehr verbreitet ist und eine Parallelbildung der Calceolaschichten darstellt."

Eine sehr weite horizontale Verbreitung besitzen die Schiefer der Calceolastufe im nordöstlichen Teile des niederrheinischen Schiefergebirges, im Sauerlande; H. von Dechen bezeichnete dort dieselben als „Lenneschiefer", nach der Lenne, dem bedeutendsten Zuflusse der Ruhr im Sauerlande. Auf der Nordseite der mitteldevonischen Lahn- und Dillmulde treten die unterdevonischen Grauwacken im Westerwalde und im Siegerlande in breiter Zone hervor. Ungefähr in der Linie von Bonn nach Olpe an der Bigge legen sich die mitteldevonischen Lenneschiefer auf die unterdevonischen Grauwacken auf und bilden nun im Sauerlande eine Reihe von flachen, selten steileren Mulden und Sätteln bis hin zum nördlichen Devonrande bei Elberfeld und Iserlohn; mehrfach ist das Innere der Mulden noch mit dem zunächst jüngeren Stringocephalenkalk und mit oberdevonischen Schichten ausgefüllt, während diese jüngeren Devonstufen im übrigen Sauerlande bereits fortgewaschen wurden. Die sehr mächtigen Lenneschiefer wurden noch nicht in verschiedene Zonen geteilt; ihre ganze Masse entspricht aber jedenfalls der Calceolastufe der anderen Gebirgsabschnitte. Ebenso wie drüben in der Eifel enthalten die oberen Zonen der Lenneschiefer häufig Kalksteineinlagerungen; die Quarzitzüge, wie solche besonders deutlich im Ebberücken und im Astenberge aus dem Schieferplateau sich emporheben, gehören wohl dem oberen Teile der Calceolastufe, dagegen die reineren Thon- und Dachschiefer wohl mehr dem unteren Teile derselben an.

Die vorzüglichen blaugrauen Dachschiefer, welche in den grossen Schieferbrüchen bei Raumland an der Eder, südlich von Berleburg, gebrochen werden („Berleburger Schiefer") sind echte Orthocerasschiefer: sie enthalten unter anderem [1]):

Orthoceras planicanaliculatum Sdbg.
Bactrites Schlotheimi Quenst.
— subconicus Sdbg.
Goniatites lateseptatus Beyr.
— Jugleri A. Röm.
Cryphaeus laciniatus F. Röm.

Diese und andere, meist verkieste Versteinerungen stammen alle aus den Schiefern der Grube Hörre; sie entsprechen der Fauna aus den Orthocerasschiefern der Grube Langscheid im Rupbachthale. Im Liegenden der mächtigen Schiefer bei Raumland lagern mürbe Schiefer mit Eisensteinnieren, Schichten, welche durch ihre Fauna dem untersten Niveau der Calceolastufe (den Cultrijugatusschichten der Eifel) gleichzustellen sind. Im Hangenden der Raumländer Dachschiefer mehren sich die Einlagerungen von Quarziten zwischen den mächtigen kalkreichen Mergelschiefern; diese Quarzitzüge in den Calceolaschiefern an der Eder dürften mit den Greifensteiner Quarziten zu vergleichen sein.

Von den im eigentlichen Lenneschiefer des Sauerlandes vorkommenden Versteinerungen führen wir hier nach H. von Dechen (1884, S. 156—160) an:

Calceola sandalina L., häufig.
Productus subaculeatus Murch.
Streptorynchus umbraculum Schlth.
Strophomena rhomboïdalis Wahl.
Spirifer cultrijugatus F. Röm.
— curvatus Schlth.
— speciosus aut.
Atrypa reticularis L.
Rhynchonella primipilaris von Buch.
Pentamerus galeatus Dalm.
Stringocephalus Burtini Defr.
Orthoceras nodulosum Schlth.
Cyrtoceras depressum Gldf.
— costatum Gldf.
Phacops latifrons Bronn.
Proteus Cuvieri Stein.

Die Zusammenstellung der Fauna der Lenneschiefer durch H. von Dechen und die Vergleichung derselben mit dem Mitteldevon der Eifel ergibt, dass von 48 Arten 32 der Calceolastufe der Eifel angehören, und zwar zum Teil dem unteren Niveau der Stufe, wie Spirifer cultrijugatus, zum Teil dem obersten, wie Stringocephalus Burtini; dagegen dürften diejenigen Schichten, aus denen H. von Dechen Uncites gryphus,

[1]) Fr. Graf Matuschka, Die Dachschiefer von Berleburg. Inaug.-Diss. Göttingen 1886.

Euomphalus, Macrocheilus und andere Fossilien anführt, wohl schon der nächstjüngeren Stufe, dem Stringocephalenkalke, zuzurechnen sein.

Im östlichsten Gebiete des niederrheinischen Schiefergebirges, im Kellerwald nordöstlich von Marburg, erscheinen noch einmal die Orthocerasschiefer, und zwar im nordöstlichen Verlauf der Streichrichtung derselben Schiefer im Dillgebiete; C. Chelius hat in diesen Orthocerasschiefern des Kellerwaldes bei Armsfeld und Haddenberg gefunden [1]):

Orthoceras regulare Schlth.,
Goniatites compressus Beyr.,

und in den gleichen Schiefern zwischen Quarziten am Winterberg bei Hüttenrode:

Orthoceras planicanaliculatum Sdbg.
— erosum Barr.
Bactrites Schlotheimi Quenst.
Goniatites subnautilinus Schlth. var. vittiger Sdbg. (= G. vittatus Kays.).
Goniatites plebejus Barr.

Die Schiefer mit Quarziten, welche die hohen Kuppen des Kellerwaldes. das Hohe Lohr, den Jeust u. a. zusammensetzen, entsprechen den oben erwähnten Schiefern mit Quarziten von der Eder und wahrscheinlich den gleichen Schiefern mit Quarziten vom Greifenstein. Aus denselben Schiefern mit Quarziten besteht der Wollenberg [2]) bei Wetter, auf der Südwestseite der Frankenberger Buntsandsteinmulde gelegen; durch diese Mulde wird der Kellerwald von dem Körper des Schiefergebirges abgetrennt.

Eine wichtige Zwischenzone zwischen den Schiefern der Calceolastufe und dem Stringocephalenkalk in der Lahn- und Dillmulde bilden die oft mächtig angehäuften Schalsteine; diese schiefrigen Gesteine stellen eine Mischung dar aus sedimentärem, kalkig-thonigem Material und aus der vulkanischen Asche, welche die am Grunde des Meeres ausbrechenden Diabaslaven lieferten; häufig lagern Mergel und Thonschiefer, gelegentlich von ansehnlicher Mächtigkeit, mitten zwischen den Schalsteinen uud den Diabaslagern. Es liegen z. B. die Schalsteine von Waldgirmes bei Wetzlar nach Fr. Maurers Beschreibung (1885) über den Thonschiefern der Calceolastufe und unter den Kalksteinen, welche durch ihre Fauna als untere Stringocephalenkalke gekennzeichnet werden.

2. Stufe: Stringocephalenkalk.

(Kalk von Givet, Gosselet in den Ardennen.)

In allen Teilen des niederrheinischen Schiefergebirges folgt auf die Calceolastufe ganz konstant ein mächtiger hellgrauer Kalkstein, der gewöhnlich als ein massiger Korallenkalk und als ein halb- bis ganzkrystalliner Kalkstein ausgebildet ist; häufig enthält der Kalk mehr

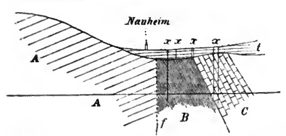
[1]) C. Chelius, Die Quarzite und Schiefer am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges, in Verhandl. Ver. naturh. Rheinl. Westf., 38. Jahrg., S. 1—42, mit geol. Karte. Bonn 1881.

[2]) H. Spranck, Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. Inaug.-Diss. Marburg 1878. Diese Arbeit bedarf mehrfacher Berichtigung.

oder weniger Magnesia und geht dadurch in Dolomit über. Zumeist besitzen die Korallenkalke dieser Stufe eine sonst bei Kalksteinen seltene Reinheit: so bestehen die massigen Kalke zwischen Hahnstätten und Oberneisen, südlich Diez an der Lahn, aus 98—99 % kohlensaurem Kalk mit ganz geringer Beimischung von Kieselsäure, Thonerde, Magnesia und Eisen; daher wird dieser fast chemisch reine Kalk in grossen Quantitäten von der Industrie verwendet.

Der Stringocephalenkalk erscheint innerhalb der verschiedenen mitteldevonischen Mulden und längs des Nordrandes des devonischen Schiefergebirges. Am Südrande des Schiefergebirges, an welchem im übrigen nur die ältesten Unterdevonschichten aufgebogen sind, liegen mitten in den Phylliten mit Verwerfungen eingesunken Stringocephalen-Korallenkalke bei Stromberg und Bingen; in ähnlicher Weise trifft man am Ostrande des Taunus in der Wetterau bei Oberrossbach und bei Bad Nauheim die Stringocephalenkalke mit hohen Verwerfungssprüngen niedergebrochen am Fusse der unterdevonischen Taunusquarzite.





West Ost

Profil 20 (Massstab der Länge 1 : 40.000)
bei Nauheim in der Wetterau. Gezeichnet von R. Lepsius.

A Taunusquarzit des Unterdevon.
B Schiefer des unteren Mitteldevon.
C Stringocephalenkalk.
t Tertiär und Diluvium.
f Verwerfung.
x Bohrlöcher der Sprudel, bis 180 m tief.

Die breite mitteldevonische Lahn- und Dillmulde zerfällt in mehrere kleinere Parallelmulden; die Sattel- und Muldenform der Schichten ist freilich häufig durch streichende und durch quere Verwerfungen mehr oder weniger stark gestört, besonders in der Umgebung der spröden Massenkalke. Der südlichste Zug von Stringocephalenkalk beginnt bei Katzenellnbogen und reicht zunächst bis Oberneisen im Aarthale, südlich von Diez an der Lahn; in Nordost setzt derselbe dann fort über Vilmar, Arfurt, Weinbach und Braunfels bis nach Wetzlar, überschreitet hier die Lahn, läuft nördlich Waldgirmes vorbei und endigt erst zu Königsberg bei Hohensolms. Eine zweite Kalkmulde beginnt bei Diez an der Lahn und streicht über Limburg, Steeten und Schupbach bis nach Weilburg; ein dritter Zug verbreitet sich von Hadamar nach Heckholzhausen. Das nördlichste Vorkommen des Stringo-

cephalenkalkes in der Lahn- und Dillmulde liegt bei Haiger an der Dill. In diesem ganzen Gebiete lagert der massige Korallenkalk über den weitverbreiteten und mächtigen Schalsteinen und Diabasströmen.

In der Umgegend von Wetzlar zeigen die mitteldevonischen Schichten nach Fr. Maurer die folgende Zusammensetzung:

1) Dünnblätterige, weiche Thonschiefer, hellgrau und rot gefärbt, mit Porphyrgängen.
2) Rote Tonschiefer und Kieselschiefer.
3) Dunkle und helle Kieselschiefer mit Plattenkalken.
4) Schalsteine.
5) Stringocephalenkalk.

Die Schichten 1—3 würden noch dem oberen Teile der Calceolastufe angehören. Aus dem Stringocephalenkalk Nr. 5 hat Maurer von Waldgirmes und aus dem gleichen, jedoch zum Teil in Roteisenstein umgewandelten Kalk der Grube Hainau bei Rodheim (nordöstlich von Waldgirmes gelegen) eine interessante Fauna beschrieben [1]; wir führen aus dieser reichen Fauna hier an:

Calceola sandalina L., nur von Grube Hainau.
Productus subaculeatus Murch.
Strophomena rhomboïdalis Wahl.
Cyrtina heteroclyta Defr.
Uncites gryphus Schlth.
Rhynchonella parallelepipeda Bronn.
— cuboïdes Sow.
— pugnus Mart.
— acuminata Mart.
Camarophoria rhomboïdea Phil.
Pentamerus galeatus Dalm.
Stringocephalus Burtini Defr.
Proetus laevigatus Gldf.
Phacops latifrons Bronn.

Diese Fauna entspricht derjenigen des unteren Stringocephalenkalkes der Eifel. Dagegen ist die Fauna, welche Sandberger aus den Kalken von Vilmar an der Lahn beschrieben hat [2], etwas jünger und dem oberen Stringocephalenkalke der Eifel gleichalterig; bei Vilmar kommen z. B. zahlreiche Gastropoden vor, wie in dem oberen Stringocephalenkalk von Paffrath bei Köln und in der Eifel, so:

Macrocheilus ventricosus Gldf.
Euomphalus annulatus Phil.
— laevis de Vern.
Pleurotomaria bilineata Gldf.
— angulata Phil.
— decussata Sdbg.

[1]) F. Maurer, Die Fauna der Kalke von Waldgirmes, Darmstadt 1885, und derselbe, Die Fauna des Roteisensteins der Grube Hainau, im N. Jahrb. Min. 1875. S. 596—618.

[2]) G. und Fr. Sandberger, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau, mit Atlas. Wiesbaden 1856.

Bellerophon tuberculatus d'Orb.
— decussatus Flem.
— lineatus Gldf.

Sehr häufig sind im Kalke bei Vilmar die beiden Leitfossilien dieser zweiten Stufe des Mitteldevon:

Stringocephalus Burtini Defr.,
Uncites gryphus Schlth.

Zahlreiche Korallen bilden die Hauptmasse des hellgrauen, weissen oder rötlichen Vilmarer Marmors, der dort in grossen Brüchen auf beiden Ufern der Lahn gebrochen und zu schönen Werkstücken in Schleifereien verarbeitet wird. Leider wurden bisher keine anderen Profile aus der Lahnmulde veröffentlicht als das folgende, ziemlich mangelhafte Profil Seite 88 von C. Koch.

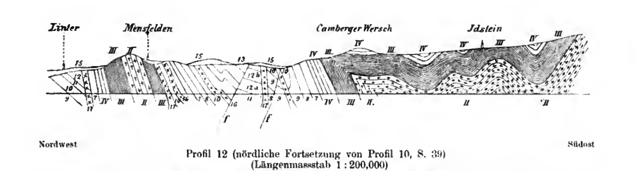
Das Vorkommen der Stringocephalenkalke in deu mitteldevonischen Mulden der Eifel ist ein ganz ähnliches wie in der Lahnmulde; jedoch fehlen die Schalsteine und Diabaslager, so dass die Kalke unmittelbar auf die oberen Calceolakalke folgen. E. Kayser beginnt in der Eifel den Stringocephalenkalk mit einem ziemlich konstant durchgehenden Niveau von Crinoïdenschichten, welche eine reiche Fauna an Brachiopoden enthalten; auch Calceola sandalina kommt in diesen Grenzschichten noch vor. Ueber diesen Crinoïdenkalk-Bänken lagert die 300 bis 400 m mächtige Hauptmasse des „Eifeler Kalksteins". Die Kalke gehen häufig in Dolomit über; beide Gesteine setzen sich, ebenso wie in der Lahnmulde und bei Giessen, nicht selten um in Brauneisen, eine Umwandlung, welche durch Spateisen und Roteisen ihren Verlauf nimmt und von den eindringenden atmosphärischen Gewässern bewirkt wird.

In der Mulde von Hillesheim in der Eifel hat Eugen Schulz [1]) den Stringocephalenkalk in die folgenden Zonen einteilen können, zu unterst:

1) Crinoïdenschichten.
2) Loogher Dolomit.
3) Mittlerer Korallenkalk.
4) Amygdala-Schicht und Korallenmergel.
5) Oberer Korallenkalk.
6) Unterer Dolomit von Hillesheim.
7) Bellerophon-Schichten.
8) Ramosabänke.
9) Oberer Dolomit von Hillesheim.

Von den beiden charakteristischen Versteinerungen dieser Stufe geht in der Eifel der Stringocephalus Burtini Defr. durch den ganzen Kalk hindurch, während Uncites gryphus Schlth. erst im oberen Teile des Kalkes auftritt. Die übrigen zahlreichen Fossilien des Stringocephalenkalkes der Eifel, die vielen Korallen und Brachiopoden findet man vollständig bei E. Kayser (1871) und bei E. Schulz (1883) angeführt; wir erwähnen hier nur die häufigsten:

[1]) Eugen Schulz, Die Eifelkalkmulde von Hillesheim, Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. III. S. 158—250. mit Karte. Berlin 1883.



Profil 12 (nördliche Fortsetzung von Profil 10, S. 39)
(Längenmassstab 1 : 200,000)

durch den Einrichgau nördlich des Taunuskammes von Idstein über Mensfelden bis gegen das Lahnthal bei Limburg, nach C. Koch, Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. 1. Bd., Taf. VI. Fig. 1. Berlin 1881.

II Taunusquarzite
III Hunsrückschiefer
IV Untere Koblenz-Grauwacken
7 Chondritenschiefer
8 Obere Koblenz-Grauwacken
} Unterdevon.

9 Orthocerasschiefer
10 Schalsteine
11 Stringocephalenkalk
} Mitteldevon.

12 a, b Kieselschiefer und Tentaculitenschichten
13 Cypridinenschiefer
} Oberdevon

15 Tertiär und Diluvium.
16 Lahnporphyr.
17 Diabas.
18 Basalt.
f Verwerfungen.

a. Korallen:
Favosites gothlandica Gldf.
Cyathophyllum caespitosum Gldf.
— quadrigeminum Gldf.

b. Crinoïden (aus den Crinoïdenschichten):
Cupressocrinus abbreviatus Gldf.

c. Brachiopoden:
Productus subaculeatus Murch.
Streptorhynchus umbraculum Schlth.
Orthis striatula Schlth.
Cyrtina heteroclita Defr.
Spirifer undiferus F. Röm.
Merista plebeja Sow.
Athyris concentrica von Buch.
Atrypa reticularis L. var. aspera Schlth.
Pentamerus galeatus Dalm.
Rhynchonella primipilaris von Buch.
Rensselaeria amygdala Gldf. [1])

d. Gastropoden:
Bellerophon lineatus Gldf.
Euomphalus trigonalis Gldf.
Macrocheilus arculatus Schlth.

e. Cephalopoden:
Gomphoceras inflatum Gldf.
Orthoceras planiseptatum Sdbg.
Cyrtoceras costatum Gldf.

f. Crustaceen:
Phacops latifrons Bronn.

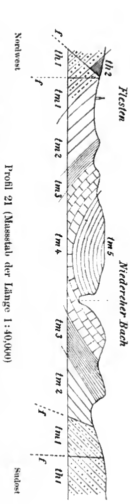
Manche Kalkbänke bestehen grösstenteils aus Korallen, so dass z. B. bei Gerolstein und Pelm die Strassen mit den Korallen beschottert werden; indessen werden in der Eifel die Korallenkalke nicht so mächtig und massig, sie sind auch niemals so rein kalkig als in der Lahnmulde und im Sauerlande.

E. Kayser unterscheidet in der Eifel sechs grosse und drei kleinere Mulden des Mitteldevon; diese neun Mulden sind von Süd nach Nord die folgenden:

1) Im Salmer Walde bei Birresborn an der Kyll, 2) bei Prüm, 3) bei Gerolstein und Pelm, 4) bei Hillesheim und Ahrdorf, 5) bei Lommersdorf, 6) bei Rohr, 7) bei Blankenheim, 8) bei Sötenich, 9) im Goldbachthale bei Schleiden. Durch ihren grossen Reichtum an Versteinerungen ist von diesen mitteldevonischen Eifelmulden die von Gerolstein und Pelm am meisten bekannt geworden; die zahlreichen Korallen und Brachiopoden des „Eifeler Kalksteins", welche in allen Sammlungen liegen, stammen zumeist aus der Umgegend von Gerolstein an der Kyll.

---

[1]) Statt Rens. caïqua d'Arch. et Vern. ist Rens. (Terebratula) amygdala Gldf. zu setzen. nach F. Römer, im Jahr. Ber. schles. Ges. für vaterländ. Kultur, Jahrgang 1884, S. 247. Breslau.



Profil 21 (Massstab der Länge 1:40,000)
durch die Eifelkalkmulde bei Hillesheim nach E. Schulz, Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. III, Taf. 20, Fig. 1. Berlin 1883.

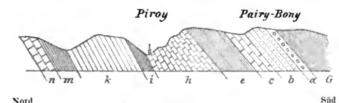
th1 Obere Koblenz-Grauwacken des Unterdevon.
th2 Unteres Niveau der Calceolastufe (Cultrijugatuszone, Kayser) } Mitteldevon.
tm1 bis tm5 „Eifeler Kalk“ in verschiedenen Zonen übereinander } Mitteldevon.
f Verwerfungen.

Charakteristisch für den Bau des Gebirges ist es, dass die mitteldevonischen Eifelmulden sämtlich in der nordsüdlichen Senke liegen, von welcher die Eifel durchquert wird von Bitburg bis Commern; auch die Triasschichten sind nur in dieser Senke vor der gänzlichen Abwaschung über dem Devon bewahrt geblieben.

Wie in der Lahnmulde sind häufig die Eifelkalkmulden rings durch streichende und quere Verwerfungen abgeschnitten und liegen also als Grabenversenkungen im Unterdevon, wie dies z. B. das Profil Seite 90 von E. Schulz erweist.

Die Längsrichtung dieser Hillesheimer Mulde wie diejenige der übrigen Eifelmulden liegt in der allgemeinen Streichrichtung des Schiefergebirges und geht von Südwest nach Nordost.

In den Ardennen überlagert der Stringocephalenkalk ganz regelmässig die Calceolastufe rings um das oberdevonische Becken von Dinant herum. Nach der Stadt Givet an der Maas, nördlich der Ardennen gelegen, nennen die belgischen und französischen Geologen diese Stufe „Calcaire de Givet". Der Kalk zieht durch von der Kreidebedeckung im Westen auf französischem Boden bei Fourmies an über Chimai, Givet und Marche bis zur Ourthe und zur Amblève bei Lüttich; dann ebenso am Nordrande des Beckens von Dinant durch das nördliche Condroz über die Maas südlich Namur zurück nach Westen bis zur oberen Sambre bei Thuin. Doch besteht der Unterschied in der nördlichen und südlichen Verbreitung der Stufe in Belgien darin, dass am Südrande des Beckens von Dinant die unterliegende Calceolastufe gerade wie in der Eifel ausgebildet ist, dagegen am Nordrande desselben Beckens die Calceolastufe in der Form der Schichten und Konglomerate von Burnot auftritt, so dass wir hier unter dem Stringocephalenkalk grüne Sandsteine und Konglomerate finden, wie in dem Profil oberhalb Namur bei Pairy-Bony und Wépion:



Profil 17 (Massstab 1:20,000)

am Maasufer bei Piroy oberhalb Namur durch Mittel- und Oberdevon im nördlichen Condroz, nach J. Gosselet, Esq. géol. Taf. VB, Fig. 28.

G Silurschiefer.
a Konglomerat von Burnot
b grüne Sandsteine mit Pflanzenresten } Mitteldevon.
c Stringocephalenkalk
e Schiefer
h Kalk
i Schiefer mit Eisenstein } Oberdevon.
k, m Sandsteine
n Kalk

Da in den obersten Konglomeraten von Burnot, wie wir oben S. 74 erwähnten, Stringocephalus Burtini bereits vorkommt, so wäre es möglich, dass im nördlichen Condroz und auf der Nordseite des Hohen

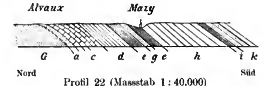
Venn auch der untere Teil des Stringocephalenkalkes aus Konglomeraten, Grauwacken und roten Thonschiefern zusammengesetzt wird.

In dem meist dunkel gefärbten, massigen Stringocephalenkalke in Belgien finden sich überall die charakteristischen Fossilien; besonders zahlreich sind die Korallen; von Mollusken kommen unter anderen die folgenden vor (Gosselet, Esq. géol. I, S. 88):

Spirifer mediotextus de Vern.
— undiferus F. Röm.
Stringocephalus Burtini Defr.
Uncites gryphus Schlth.
Megalodon cucullatus Sow.
Murchisonia bilineata Gldf.
Macrocheilus arculatus Schlth.

Die häufigen Verwerfungen, welche gerade eine spröde Masse, wie den Korallenkalk dieser Stufe, am stärksten betreffen, lassen die an sich bedeutende Mächtigkeit des Stringocephalenkalkes in den Ardennen zuweilen geringer erscheinen, als sie in der That ist; der Kalk erreicht bei Chimai eine Mächtigkeit von 400 m, also die gleiche wie in der Eifel [1]).

Ueber dem Untersilur von Brabant fehlt nicht allein das ganze Unterdevon, wie im nördlichen Condroz, sondern auch die Calceolastufe: nördlich von Namur und weiter westlich bei Braine-le-Conte und Ath lagern discordant über den silurischen Schiefern zunächst rote Konglomerate, dann der Stringocephalenkalk; in den Konglomeraten selbst wurde bei Alvaux (zwischen Namur und Brüssel gelegen) Stringocephalus Burtini gefunden. Gosselet nennt diese Konglomerate „Poudingue de Pairy-Bony", wie diejenigen im nördlichen Condroz. In der That sind diese Konglomerate identisch mit den Konglomeraten von Burnot; es bleibt nur noch zu entscheiden, wie wir bereits oben S. 75 bemerkten, wieviel von diesen Konglomeraten von Burnot noch zur Calceolastufe zu rechnen wäre.

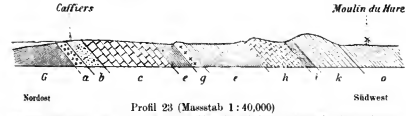


Profil 22 (Massstab 1 : 40,000)
von Alvaux nach Mazy nordwestlich von Namur in Brabant, von Silur durch Mittel- und Oberdevon, nach Gosselet, Esq. géol. I, Taf. VB, Fig. 30

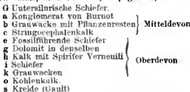
G Untersilurische Schiefer
a Konglomerat von Burnot } Mitteldevon.
c Stringocephalenkalk
d Sandstein, Schiefer und Konglomerate }
e fossilführende Schiefer
g Dolomit in denselben
h Kalk mit Spirifer Verneuili } Oberdevon.
i Schiefer mit oolithischem Roteisen
k Grauwacken

[1]) Siehe auch E. Dupont, Les îles coralliennes de Roly et de Philippeville, im Bull. Mus. roy. d'hist. nat. de Belgique, tome I, Bruxelles 1882, mit Karte und Profilen. Dupont erklärt in dieser Abhandlung die Sättel des Stringocephalenkalkes bei Philippeville für Korallenriffe und Atolls.

Ebenso wie in Brabant lagern sich 150 km weiter westlich in dem niedrigen Höhenzuge zwischen Calais und Boulogne zu Caffiers bei Guines die mitteldevonischen Konglomerate von Pairy-Bony discordant auf die untersilurischen Schiefer; über dem Konglomerate folgt zunächst Grauwacke mit Pflanzenresten und darauf echter massiger Stringocephalenkalk. Die mittel- und oberdevonischen Schichten fallen dort mit 40° in Südwest ein.



Profil 23 (Massstab 1 : 40,000)
vom Silur durch Mittel- und Oberdevon bis in Kohlenkalk zwischen Ferques und Caffiers bei Guines südöstlich von Calais, nach Gosselet, Esq. géol. I, Taf. VB, Fig. 31.


G Untersilurische Schiefer.
a Konglomerat von Burnot
b Grauwacke mit Pflanzenresten } Mitteldevon
c Stringocephalenkalk
e Fossilführende Schiefer
g Dolomit in denselben
h Kalk mit Spirifer Verneuili } Oberdevon
i Schiefer
k Grauwacken
o Kohlenkalk
s Kreide (Gault)

Gehen wir vom Condroz weiter nach Osten, so finden wir den Stringocephalenkalk als ein regelmässiges Band von der Maas bei Lüttich ausgehend das Vesdrethal hinauf über Pepinster und Verviers nach Eupen und Stolberg hinüber; auf dieser Strecke fällt der Stringocephalenkalk seiger ein oder fällt widersinnig in Südost unter die roten Schiefer und Konglomerate der Calceolastufe.

Südlich von Stolberg bei Aachen auf der linken Seite des Vichtthales, wo der Kalk gut durch den Bergbau im Breiniger Berg aufgeschlossen ist, fallen die Schichten des Stringocephalenkalkes an ihrer Südgrenze widersinnig in Südosten ein; in der Mitte ihrer Masse stehen sie senkrecht; zur Nordgrenze hin fallen sie rechtsinnig mit 60° in Nordwest ein. Daselbst bietet der Stringocephalenkalk nach H. von Dechen (II, S. 164) das folgende Profil dar:

Im Liegenden:

a. Kalk, nach oben hin mit vielen Korallen, 141 m mächtig.
b. Kalkige Mergel, an der Luft leicht zerfallend, mit vielen guterhaltenen Versteinerungen, 16 m.
c. Fester, blaugrauer Kalk, 148 m.
d. Dunkelgrauer, kalkhaltiger Schiefer mit Spirifer Verneuili, 1,5 m.
e. Kalk mit Stringocephalus Burtini Defr. und Cyathophyllum caespitosum Gldf., 253 m.
f. Dunkelgrauer, kalkhaltiger Schiefer mit Spirifer Verneuili, 1,5 m.
g. Vorherrschend Dolomit mit Pentamerus galeatus Dalm. und Spirifer concentricus Schnur, 129 m.

Im Hangenden:

Oberdevonischer Kalk mit Rhynchonella cuboïdes Sow.

Der Stringocephalenkalk würde hier im Breiniger Berg bei Vicht die sehr bedeutende Mächtigkeit von 690 m haben, eine doppelt so grosse Mächtigkeit als in den anderen Teilen des Gebirges; vielleicht liegt eine Wiederholung derselben Schichten vor, hervorgerufen durch Dislokation oder Faltung, worauf auch die fächerförmige Schichtenstellung hinzudeuten scheint.

Die beiden Städte Aachen und Burtscheid liegen auf zwei breiten Streifen von Stringocephalenkalk, in dessen klüftigen Massen die Thermalquellen (mit einer Temperatur bis zu 73° C.) aufsteigen. Zwischen beiden Kalkstreifen steht oberdevonischer Schiefer an; der Achener Kalkzug lagert discordant übergeschoben auf productivem Steinkohlengebirge. Die Kalke streichen in Nordost und fallen 40—60° in Südost ein [1]); die oberdevonischen Schiefer zwischen den Kalkzügen sind mehrfach verstaucht und gefaltet; die Steinkohlenletten und Sandsteine in Aachen sind geknickt und gefaltet, wie in dem nördlich folgenden Steinkohlenrevier an der Worm (Profil Seite 95).

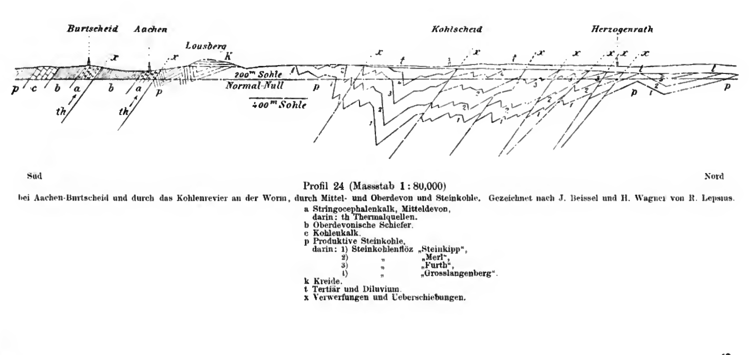
Die beiden Kalkzüge von Aachen und Burtscheid treten offenbar durch Faltenverwürfe in der sogenannten Schuppenstruktur an die Oberfläche. Die Ueberschiebung des Stringocephalenkalkes über productive Steinkohle in Aachen gehört zu den zahlreichen und zum Teil sehr bedeutenden Ueberschiebungen, welche den Nordrand des rheinischen Schiefergebirges in Belgien begleiten; wir werden dieselben weiter unten bei der Uebersicht über den Bau des Schiefergebirges im Zusammenhange zu besprechen haben.

Im Stringocephalenkalke in Aachen und Burtscheid wurden die beiden leitenden Versteinerungen dieser Stufe, Stringocephalus Burtini und Uncites gryphus, welche weiter südlich im Vichter Kalkzuge häufiger vorkommen, noch nicht gefunden, aber andere charakteristische Fossilien, von denen wir hier nennen:

Alveolites suborbicularis Lam.
Athyris concentrica von Buch.
Retzia ferita von Buch.
Productus subaculeatus Murch.

Der Eupen-Stolberger Stringocephalenkalkzug findet seine östliche Fortsetzung jenseits des Rheines längs dem Nordrande des Sauerlandes von Elberfeld hindurch über Hagen nach Iserlohn; nördlich dieses Zuges hebt sich der Stringocephalenkalk noch ein letztes Mal hervor aus dem Oberdevon in der Mulde östlich von Düsseldorf. Im nordöstlichen Teile des Sauerlandes verbreitet sich der Kalk bei Balve in einem breiten Sattelrücken, bricht mit widersinnigem Süd-Fallen in der Wartsteiner Mulde auf und bildet endlich das ausgedehnte Kalksteinplateau bei Brilon. Mitten im Sauerlande lagert an der Lenne und Bigge bei Attendorn eine ansehnliche Mulde des Stringocephalenkalkes auf dem Lenneschiefer, eine Mulde, welche, entsprechend den

[1]) J. Beissel, Der Aachener Sattel und die aus demselben hervorbrechenden Thermalquellen. Aachen 1886.



Profil 24 (Massstab 1 : 80,000)

bei Aachen-Burtscheid und durch das Kohlenrevier an der Worm, durch Mittel- und Oberdevon und Steinkohle. Gezeichnet nach J. Beissel und H. Wagner von R. Lepsius.

a Stringocephalenkalk, Mitteldevon,
darin: th Thermalquellen.
b Oberdevonische Schiefer.
c Kohlenkalk.
p Produktive Steinkohle,
darin: 1) Steinkohlenflöz „Steinkipp“,
2) „ „Merl“,
3) „ „Furth“,
4) „ „Grosslangenberg“.
k Kreide.
t Tertiär und Diluvium.
x Verwerfungen und Ueberschiebungen.

gleichen Mulden in der Eifel, als ein kleiner Rest der ehemals allgemein über den Schiefern der Calceolastufe ausgebreiteten Kalkdecke anzusehen ist; ein derartiger Rest ist ebenfalls die kleine, aber wichtige Kalkmulde von Paffrath und Bensberg, 10 km östlich von Köln, am Rande der Kölner Bucht gelegen.

Von diesen verschiedenen Zügen des Stringocephalenkalkes im Sauerlande ist die letztgenannte Paffrather Mulde durch Reichtum an Versteinerungen ausgezeichnet, daher bereits lange bekannt und eingehender untersucht worden. G. Meyer [1]) unterscheidet im Stringocephalenkalk bei Paffrath und Bensberg die folgenden Zonen, zu welchen Eugen Schulz (a. a. O. S. 203) die Ramosabänke hinzufügte, vom Hangenden an:

1) Hombacher oder Lingulaschichten.
2) Gladbacher oder Hiansschichten.
3) Ramosabänke.
4) Bücheler oder Uncitesschichten.
5) Toringer oder Quadrigeminumschichten.
6) Refrather oder Hexagonumschichten.

Die reiche Fauna des Stringocephalenkalkes bei Paffrath und Bensberg erweist durch das Vorherrschen der Korallen, dass diese Kalke wie im ganzen niederrheinischen Schiefergebirge, so auch hier wesentlich durch Korallen entstanden sind. Jedoch dürfte die Ansicht von E. Dupont, welcher die beschränkten Vorkommen dieses Kalkes im Becken von Dinant mit recenten Korallenriffen und Atolls vergleicht, wohl kaum durchzuführen sein; vielmehr sehen wir auch in den kleineren Partien des Kalkes nur Reste einer ehemals allgemein ausgebreiteten, durch die Denudation und durch Dislokationen zerstückelten Decke des Stringocephalenkalkes.

Unter den Korallen sind bei Paffrath am häufigsten:

Cyathophyllum caespitosum Gldf.
— vermiculare Gldf.
Cystiphyllum vesiculosum Gldf.
Calamopora polymorpha Gldf.
Aulopora repens Gldf.
Heliolites porosa Gldf.

Zwischen den Korallen liegen zahlreiche Brachiopoden und Gastropoden, so:

Pentamerus galeatus Dalm.
Atrypa reticularis L.
Stringocephalus Burtini Defr.
Uncites gryphus Schlth.
Athyris concentrica von Buch.
Spirifer hians von Buch.
Productus subaculeatus Murch.
Macrocheilus arculatus Schlth.
Murchisonia bilineata de Vern.
— intermedia de Vern.
Euomphalus laevis de Vern.

[1]) Georg Meyer, Der mitteldevonische Kalk von Paffrath. Diss. Bonn 1879.

Die weitausgedehnten Flächen des Stringocephalenkalkes in der nordöstlichen Ecke des Sauerlandes in der Gegend von Brilon gewinnen dadurch eine praktische Wichtigkeit, dass die dortigen Kalke an vielen Orten in Roteisenstein umgewandelt sind, zum Teil wie in der Lahnmulde an der Grenze gegen Diabas und Schalstein; zugleich ist der wenn auch wenig verbreitete Schalstein bei Brilon das einzige Vorkommen dieses eigenthümlichen Gesteines ausserhalb der Lahn- und Dillmulde. Der Eisenstein der Gegend von Brilon enthält eine Fauna, durch deren genauere Untersuchung E. Kayser [1]) feststellte, dass die Hauptmasse der Briloner Kalke der Stringocephalenkalk-Stufe angehört; über diesem Kalke und eng verbunden mit demselben lagern oberdevonische Nierenkalke der nächsten Devonstufe, welche gleichfalls zum Teil eine Umwandlung in Roteisenstein erlitten haben. Unter den Versteinerungen des Briloner Eisensteins befinden sich die leitenden Fossilien dieser Stufe, Stringocephalus Burtini Defr. und Uncites gryphus Schlth., aber auch schon einige Arten des Oberdevon, wie Rhynchonella cuboïdes Sow., Cardiola retrostriata von Buch u. a., so dass die fossilreichen Lager bei Brilon dem oberen Teil der Stufe anzugehören scheinen.

Oestlich des Briloner Kalkplateaus tritt der Stringocephalenkalk nach E. Holzapfel [2]) noch einmal hervor im Marteuberge bei Adorf im Waldeckschen Lande 16 km östlich von Brilon, 32 m mächtig aufgeschlossen über Diabas und Schalstein; auch hier ist der Kalk im Kontakt mit den Eruptivmassen in Roteisenstein umgewandelt.

Die Mächtigkeit des Stringocephalenkalkes beträgt im niederrheinischen Schiefergebirge 300—400 m; eine anscheinend geringere oder grössere Mächtigkeit dürfte zumeist auf die bei den spröden Kalkmassen so häufigen Dislokationen zurückzuführen sein.

c. Das Oberdevon.

Die oberdevonische Schichtenreihe im niederrheinischen Schiefergebirge setzt sich zusammen aus Thonschiefern und Nierenkalken, welche in allen Teilen des Gebirges eine ansehnliche Mächtigkeit von etwa 800 m erreichen. Die Thonschiefer sind meist mergelig und daher selten zu Dachschiefern verwendbar; sie sind in der Regel lebhaft gefärbt, rot, grün, gelb oder grau, häufig bunt gefleckt. Oft schliessen die kalkigen Schiefer Kalkknollen oder -Linsen ein, nach deren Auswitterung an der Gesteinsoberfläche zahlreiche kleine Hohlräume entstehen; da in diesen Löchern zuweilen Ameisen hausen, welche in Westfalen „Kramenzel“ heissen, so nannte H. von Dechen solche löchrigen Schiefer und Kalke „Kramenzel-Kalke“; auch als Nieren- oder Knotenkalke werden sie bezeichnet.

In dem östlichen Teile der grossen Lahn- und Dillmulde schalten sich auch Quarzitzüge zwischen die Thonschiefer ein (falls nicht etwa

[1]) E. Kaiser, Die Fauna des Roteisensteins von Brilon in Westfalen, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 24, S. 653—700. Berlin 1872.

[2]) E. Holzapfel, Die Goniatitenkalke von Adorf in Waldeck. Palaeontographica 28. Band. Kassel 1882.

die Mehrzahl dieser Quarzite noch dem unteren Mitteldevon, wie am Greifenstein, zufallen sollten). Auch Sandsteine und Grauwacken fehlen dem Oberdevon nicht; besonders verbreitet sind dieselben im Condroz („Psammites du Condroz“). Viele von den nassauischen Schalsteinen und Diabaslagern sind zwischen oberdevonische Schichten eingeschaltet, so dass eine grosse Anzahl der Eisensteinlager der Lahn- und Dillgegend nicht dem Mittel-, sondern dem Oberdevon angehört; hier wie dort sind diese Eisensteine sekundäre Umwandlungsprodukte von kalkreichen Mergeln und Kalksteinen.

Nach Lagerung und Fauna lassen sich drei Stufen im Oberdevon unterscheiden, im Hangenden vom Kulm oder Kohlenkalk überlagert, unterteuft vom Stringocephalenkalk des Mitteldevon und stets in Concordanz mit beiden:

Hangendes: Kulm oder Kohlenkalk.
Dritte Stufe: Clymenien-Kalke und -Schiefer.
Zweite Stufe: Cypridinen-Schiefer.
Erste Stufe: Goniatiten-Kalke und -Schiefer.
Liegendes: Stringocephalenkalk.

Da diese drei Stufen des Oberdevon sowohl stratigraphisch wie paläontologisch eng miteinander verbunden sind, und dieselben ausserdem an vielen Orten wegen mangelnder Versteinerungen oder noch ungenügender Untersuchung bisher nicht getrennt worden sind, so müssen wir die Ausbildung der drei Stufen zusammen in den verschiedenen Abschnitten des niederrheinischen Schiefergebirges kennen lernen (siehe Uebersichtstafel II).

In der Lahn- und Dillmulde ist das Oberdevon noch verhältnismässig wenig studiert worden; manche früher hierher gerechneten Schiefer dürften der Calceolastufe des Mitteldevon zuzurechnen sein. Es sind zumeist verschiedenfarbige, rote, grüne, schwarze, Thon- und Mergelschiefer, oft mit Kalknieren, welche an der Lahn bei Weilburg und Diez und in dem Dillgebiete bei Dillenburg die mittleren Muldenglieder zusammensetzen. Am bekanntesten von diesen oberdevonischen Schiefern sind diejenigen, welche erfüllt werden von unendlich vielen kleinen Taschenkrebsen, der Cypridina serratostriata Sdbg.; dieses weitverbreitete Fossil hat den mittleren Schiefern des Oberdevon den Namen „Cypridinenschiefer“ eingetragen.

Andere Tierreste sind selten in den oberdevonischen Schiefern der Lahnmulde. Jedoch kennt man von einigen Orten, so in der Gegend östlich und südöstlich Dillenburg von Eibach, Oberscheld und Bicken, aus flasrigen Mergelkalken, die zuweilen in Roteisen umgewandelt sind, eine Fauna, welche der ersten Stufe des Oberdevon, den Goniatitenkalken, zugehört; es sind von dort unter anderen Fossilien bekannt geworden:

Goniatites intumescens Beyr.
— primordialis Schlth.
— lamellosus Sdbg.
Cyrtoceras bilineatum Sdbg.
Orthoceras vittatum Sdbg.

Pleurotomaria dentato-limata Sdbg.
Euomphalus acuticosta Sdbg.
Cardiola retrostriata von Buch.

Bei Bicken wurden zugleich Reste von Fischen, der Ganoïdengattung Coccosteus angehörig, aufgefunden [1].

Die dritte Stufe des Oberdevon, die Clymenienkalke, sind in der Lahn- und Dillmulde bisher noch nicht von den Cypridinenschiefern abgetrennt worden; jedoch ist ein Leitfossil dieser Schichten, die Clymenia subnautilina Sdbg. von Kirschhofen bei Weilburg aus einem „Flaser- und Plattenkalke des Cypridinenschiefers“ von G. Sandberger [2] beschrieben worden. Auch von Bicken ist nunmehr dieses Leitfossil der dritten Stufe bekannt geworden, ebenso wie C. Koch Clymenien im Eisenstein bei Oberscheld, bei Medenbach und bei Schönbach, Dörfern in der Umgegend von Herborn an der Dill, aufgefunden hatte [3]. Die verwickelten Lagerungsverhältnisse des Dillgebietes sind bisher noch nicht näher aufgeklärt worden.

Der wichtigste Teil der zahlreichen Roteisenstein-Lager in der Lahn- und Dillmulde liegt im Oberdevon und steht in Verbindung mit deu Schalsteinen und Diabasbecken, welche sich dort allerorten zwischen die oberdevonischen Schiefer einlagern [4]. Bemerkenswert siud in diesen oberdevonischen Schalsteinen diejenigen Schichten, welche als „Porphyroïde“ bezeichnet werden, weil in der Schalsteinmasse eine grosse Menge von Feldspäten eingebettet liegen. Da bei diesen Porphyroïden kein Zweifel besteht über die Natur ihrer Entstehung, so darf man wohl von ähnlichen Porphyroïden, wie z. B. den oben S. 18 erwähnten aus den cambrischen Phylliten an der Maas, eine gleiche Entstehung annehmen: die Schalsteine setzen sich zum Teil aus der sedimentären Kalk- und Schiefermasse des Devon, zum anderen Teil aus dem vulkanischen Aschenmaterial der submarin erumpirten Diabase zusammeu; die grösstenteils gut ausgebildeten Feldspatkrystalle in den Porphyroïden dürften also wohl denselben Ursprung haben, wie die Leucit- uud Augitkrystalle in den recenten und tertiären Basalt- und Lava-Aschen. In dem guten Profil durch das Oberdevon auf dem rechten Lahnufer zwischen Weilburg und Löhnberg wechsellagern z. B. Schalsteine und Diabasströme mit Cypridinenschiefern und Nierenkalken; auch fiudet man in diesen Schalsteinen dort sehr charakteristische Porphyroïdschichten.

In dem am weitesten nach Osten vorgeschobenen Gebiete des niederrheinischen Schiefergebirges, im Kellerwalde, unterscheidet Chelius [5]) im Oberdevon am Hohen Lohr die drei oben genannten Stufen:

[1]) A. von Koenen, Beitrag zur Kenntnis der Placodermen des norddeutschen Oberdevon, Abhandl. Kgl. Ges. Wiss. zu Göttingen, 30. Bd., 1883.

[2]) G. Sandberger, Paläontologisch-geognostische Kleinigkeiten aus den Rheinlanden, 4. Clymenia subnautilina mit Abbldg., in Verhandl. nass. Ver. für Naturk. Bd. XIII, S. 297. Wiesbaden 1856.

[3]) A. von Koenen im Sitz.-Ber. Ges. Naturwiss. zu Marburg, Jahrg. 1877, S. 83.

[4]) Wilb. Riemann, Beschreibung des Bergreviers Wetzlar (S. 16) mit zwei Karten. Bonn 1878.

[5]) Siehe oben S. 84 Anmerkung 1.

1) Goniatitenkalke, und zwar:
   a. knotige, graubraune Thonschiefer mit Kalkconcretionen, enthaltend Phacops latifrons und Orthoceratiten;
   b. schwarze bituminöse Kalke, 20 cm mächtig, mit Goniatites intumescens, Cardiola retrostriata und Cypridina serratostriata;
   c. schwarze sandige bituminöse Schiefer, 5—10 cm mächtig, mit Tentaculites tenuicinctus A. Röm.;
   d. hellgraue bis blaugraue Kalke, 8—10 m mächtig, mit Cyrtoceras und Crinoïden-Stielgliedern.
2) Cypridinenschiefer, rote, braune und graue Schiefer mit Cypridina (Entomis) serratostriata.
3) Clymenienkalke, und zwar:
   a. rote knotig-schieferige Kalke;
   b. graue knotige Kalke mit weissen Adern, enthaltend Clymenia laevigata Mstr.

Auch aus dem nördlichen Teile des Kellerwaldes, aus der Umgegend von Wildungen im Waldeckschen, ist das Oberdevon bekannt geworden [1]. Es streichen die Devonschichten bei Wildungen gleichmässig in Nordost und folgen mit Südost-Fallen im Alter von Nordwest nach Südost mit einigen streichenden Verwerfungen aufeinander in ziemlich normaler Entwickelung: westlich von Wildungen breiten sich die Calceolaschiefer des Mitteldevon in der Form der Orthocerasschiefer weit aus; es folgen dann die mergeligen Schiefer mit Grauwacken und Kieselschiefern als oberer Teil der Calceolastufe; darauf der Stringocephalenkalk (mit Stringocephalus Burtini), durch Dislokationen auf kleine Reste beschränkt; und endlich südlich Wildungen auf der „Ense“ das Oberdevon, und zwar:

a. Goniatitenkalk, bestehend aus Thonschiefern, Platten- und Nierenkalken und aus rötlichen Knollenkalken mit:

Goniatites intumescens Beyr.
— simplex von Buch.
Bactrites Ausavensis Stein.
Pleurotomaria prisca Stein.
Cardiola retrostriata von Buch.
Tentaculites tenuicinctus A. Röm.

Schwarze Kalklinsen aus diesen Nierenkalken enthielten auch Fischreste von der Bickener Ganoïden-Gattung Coccosteus; auch Cypridinen kommen in diesen Kalken in grosser Menge vor.

b. Clymenienkalke, rötliche Nierenkalke mit häufigen Clymenien:

Clymenia annulata Mstr.
Goniatites acutus Mstr.
Harpes gracilis Sdbg.
Phacops cryptophthalmus Emr.

Ueber diesen Schichten lagern Kulmschiefer des karbonischen

[1] E. Waldschmidt, Ueber die devonischen Schichten der Gegend von Wildungen. in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 37. Bd., S. 906—927, mit Karte und 2 Tafeln. Berlin 1885.

Systems. Die Cypridenschiefer sind bei Wildungen entweder nicht charakteristisch ausgebildet oder nicht genügend aufgeschlossen. Die ganzen oberdevonischen Schichten scheinen auf der Ense bei Wildungen ziemlich mächtig zu sein.

Im Sauerlande enthält die Attendorfer Mulde zwischen dem Stringocephalenkalk und Kulm das ganze Oberdevon; doch ist dasselbe noch nicht näher bekannt geworden. Auch am Ostrande des Sauerlandes sind die Schichten des Mittel- und Oberdevon noch nicht genauer untersucht worden. Nur in der Nordostecke wurde das Oberdevon eingehender studiert durch Stein, Kayser und Holzapfel in der Gegend von Brilon und Adorf [1]). Wir haben oben gesehen, dass die Kalke und Roteisensteine bei Brilon und Adorf zum grösseren Teile zu der Stringocephalenkalk-Stufe des Mitteldevon gehören. In concordanter Lagerung und ohne scharfe Grenze folgen auf diese Kalke bei Brilon nach E. Kayser:

1) Goniatitenkalke, flasriger Nieren- und Eisenkalk, enthaltend:
Goniatites intumescens Beyr., sehr häufig.
— retrorsus typus Sdbg.
— multilobatus Beyr.
— calculiformis Beyr.
Orthoceras crassum A. Röm.
Cardiola concentrica von Buch.
— retrostriata von Buch.

2) Cypridinenschiefer, graue, sandige und glimmerige Mergelschiefer und dunkle Schiefer mit vielen Cypridinen; dieselben enthalten bei Nehden, 7 km nordöstlich von Brilon, eine ziemlich reiche Fauna, und zwar unter anderem:
Cypridina serratostriata Sdbg.
Goniatites Verneuili Mstr.
— undulatus Sdbg.
Orthoceras ellipticum Mstr.
Avicula dispar Sdbg.

3) Clymenienkalke, mergeliger Nieren- („Kramenzel"-) Kalk, mit einer reichhaltigen Fauna auf dem Enkeberge, 10 km östlich von Brilon, und zwar mit anderen gut erhaltenen Clymenien und Goniatiten:
Clymenia annulata Mstr.
— laevigata Mstr.
— flexuosa Mstr.
— angustiseptata Mstr.
Goniatites Münsteri von Buch.
— Sandbergeri Beyr.
Im Hangenden folgen die Kulmschiefer.

---

[1]) R. Stein, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Brilon, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 12. Band, S. 208—272, mit Karte und Profilen. Berlin 1860. — E. Kayser, Ueber die Fauna des Nierenkalkes vom Enkeberge und der Schiefer von Nehden bei Brilon und über die Gliederung des Oberdevon im rheinischen Schiefergebirge, daselbst 25. Bd., S. 602—674. 1873; siehe auch die oben S. 97 Anmerkung 1 citirte Arbeit von E. Kayser über Brilon. — E. Holzapfel, Die Goniatitenkalke von Adorf in Waldeck. Palaeontographica 28. Bd. Kassel 1882.

Bei Adorf im Waldeckschen sind nach E. Holzapfel die Verhältnisse die gleichen wie bei Brilon: über dem Stringocephalenkalk im Martenberge bei Adorf lagern 10 m mächtige Goniatitenkalke mit einer Fauna von zahlreichen Goniatiten, von Orthoceras, Cyrtoceras, Phragmoceras, Gomphoceras, Gyroceras, von Gastropoden und Conchiferen; Holzapfel führt 88 Arten der Fossilien aus diesem Kalke von Adorf an. Das leitende Fossil, der Goniatites intumescens Beyr., wird in den oberen Schichten des Kalkes so häufig, dass dieser Goniatit zuweilen die Schichtflächen völlig bedeckt. Ueber diesen Goniatiten-Nierenkalken lagern graue, milde Thonschiefer mit Cypridina serratostriata Sdbg. und Phacops cryptophthalmus Emr.; an einer Stelle schalten sich zwischen die Cypridinenschiefer einige grüne schieferige Schalsteine mit Kalkgeoden. Jüngere Schichten fehlen am Martenberge.

Ganz regelmässig wird der Stringocephalenkalk am Nordrande des Sauerlandes von Brilon und Arnsberg an bis nach Barmen und Düsseldorf von den oberdevonischen Stufen überlagert. H. von Dechen nannte die untere Stufe des westfälischen Oberdevon „Flinz", die obere „Kramenzel" [1]). Der untere Teil des Oberdevon besteht dort vorwiegend aus dunklen Thonschiefern, daneben aus dünnblätterigen Mergelschiefern und schwarzen Kalksteinen, welche in der Gegend von Nuttlar, an der Ruhr oberhalb Meschede gelegen, mit dem Namen „Flinz" bezeichnet werden. Mit „Kramenzel" bezeichnet H. von Dechen Grauwacken und Schiefer mit Kalknieren in dem oberen Teil des dortigen Oberdevon; in diesen Kramenzelschichten nimmt der Kalkgehalt häufig so überhand, dass die Kalknieren zu Kalksteinen in der Form von „Nierenkalken" zusammenwachsen. Es sind also „Flinz" und „Kramenzel" eigentlich petrographische Bezeichnungen; jedoch sind die „Kramenzelsteine" und Nierenkalke, wenn auch charakteristisch für das Oberdevon des Schiefergebirges, selbst in Westfalen nicht auf den oberen Teil des Oberdevon beschränkt, sondern bilden auch vorherrschend den unteren Teil, die Goniatitenkalke, desselben.

Im Hönnethal zwischen Balve und Menden lagern nach H. von Dechen (1884, S. 197 und 198) über dem Stringocephalenkalke:

1) mergelige Schiefer und Kalksteine des „Flinz", in einigen Schieferschichten mit Cypridinen, 12,5 m mächtig;

2) rote Schiefer mit Cypridinen und Trilobiten; Nierenkalke („Kramenzel");

[1]) „Kramenzel" (in westfälischer Mundart = Ameise) wurde die obere Stufe des Oberdevon in Westfalen von H. von Dechen zuerst genannt in „Ueber die Schichten im Liegenden des Steinkohlengebirges an der Ruhr" in Verhandl. nat. Ver. Rheinl. Westf. VII. Jahrg., S. 186—208. Bonn 1850. Daselbst heisst es S. 198: „Nierenkalk und Schiefer, Kramenzelstein in dem kölnischen Sauerlande genannt," und in der Anmerkung dazu: „Der Name Kramenzel = Ameise ist diesem Gesteine wohl daher gegeben, weil in den an der Oberfläche ausgewitterten Kalknieren und daraus entstehenden Höhlungen sich Ameisen sehr häufig aufhalten. Der Name könnte zur Bezeichnung dieser höchst ausgezeichneten und charakteristischen Schichtenfolge sehr wohl benutzt werden."

Der Name „Flinz" für die untere Stufe des Oberdevon in Westfalen wurde von H. von Dechen zuerst angewendet in „Geognostische Uebersicht des Regierungsbezirkes Arnsberg" auf S. 139, Verhandl. nat. Ver. Rheinl. Westf. XII. Jahrg., S. 117—225. Bonn 1855.



3) in den oberen wulstigen Mergelkalken und grauen Kalksteinen von Nr. 2 liegen häufig Clymenien, Orthoceratiten und Goniatiten; Nr. 2 und 3 sind im ganzen 125,5 m mächtig.

Hangendes: Grauwacken und schwarzgraue Schiefer mit kohligen Pflanzenresten, 22 m (unterster Kulm).

In dem Sattelaufbruch östlich von Düsseldorf gewinnen die oberdevonischen Schichten bei Velbert eine weitere Ausbreitung; an der Düssel zeigt sich nach H. von Dechen (1884, S. 194) über dem Stringocephalenkalke das folgende Profil:

1) schwarze dünnblätterige Schiefer, 50—60 m mächtig;

2) dichte perlgraue Kalksteine mit Schiefer („Flinz"), 23 m;

3) grüne, milde, braunschalige Schiefer mit einzelnen Bänken von Grauwacken, 440 m;

4) rote und grüne Schiefer mit Kalknieren („Kramenzel").

Aus den dunklen Schiefern mit Grauwacken bei Velbert hat E. Kayser eine Fauna beschrieben [1]), welche enthält:

Spirifer Verneuili Murch.
Spiriferina laminosa M'Coy.
Athyris concentrica von Buch.
Rhynchonella pleurodon Phil.
Streptorhynchus umbraculum Schlth.
Productus praelongus Sow.
Gyroceras cf. cancellatum F. Röm.
Phacops granulatus Mstr.

In diesem Oberdevon von Velbert (und zwar obere Stufe) kommen für rechtsrheinisches Oberdevon verhältnismässig viele Brachiopoden vor, wodurch sich diese Schichten näher an diejenigen von Aachen und Belgien anschliessen. Auch in anderen Beziehungen, so in der starken Entwickelung von Grauwacken, die an die „Psammite des Condroz" erinnern, und dann im Auftreten des Kohlenkalkes, endlich auch räumlich (trotz der erst später entstandenen Kölner Bucht) schliesst sich diese Gegend östlich von Düsseldorf zunächst an diejenige von Aachen und Belgien an und bildet so ein Bindeglied zwischen den links- und rechtsrheinischen Schichten.

Ueber den Stringocephalenkalken von Paffrath und Bensberg bei Köln ist das Oberdevon nicht mehr vorhanden. Auch in den mitteldevonischen Mulden der Eifel sind bereits die oberdevonischen Stufen fortgewaschen, mit alleiniger Ausnahme der Prümer Mulde, in welcher zwischen den Orten Büdesheim und Oos ein Rest vom Oberdevon übrig geblieben ist. Aus der Prümer Mulde gibt E. Kayser das folgende Profil (Seite 104) für die Lagerung des Oberdevon bei Büdesheim.

Das Oberdevon bei Büdesheim besteht über dem Stringocephalenkalke des Mitteldevon zunächst aus mergeligen Nierenkalken; dann folgen dünnplattige, dunkelgraubraune Kalke von kaum 20 m Mächtigkeit, welche Kayser nach der Rhynchonella cuboïdes Sow. die „Cuboïdes-

[1]) E. Kayser, Beiträge zur Kenntnis von Oberdevon und Kulm am Nordrande des rheinischen Schiefergebirges, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. II. Bd., S. 51—91. Berlin 1882.

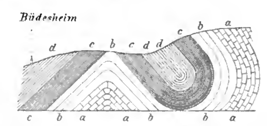
schichten" genannt hat. Jüngere, grünlichgraue, milde Mergelschiefer. welche die Mitte der Büdesheimer Oberdevonmulde einnehmen, enthalten verkieste Goniatiten, und zwar:

Goniatites retrorsus von Buch, var. typus Sdbg. und auris Quenst.
— primordialis von Buch.

Ausserdem:

Orthoceras obliquecostatum Sdbg.
— subflexuosum Ksrlg.
Cardiola retrostriata von Buch.
Camarophoria subreniformis Schnur.

Die Fauna der Cuboïdeskalke und der mit denselben eng verbundenen Mergel mit Goniatiten lässt die oberdevonischen Schichten bei Büdesheim in der Eifel als gleichaltrig mit der ersten Stufe des Oberdevon in Westfalen, den Goniatitenkalken, erkennen.



Profil 25 (Massstab 1 : 20,000)
durch das Oberdevon bei Büdesheim (Prümer Mulde) in der Eifel, nach E. Kayser, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1871, Taf. VI, Fig. 8a.
a Stringocephalenkalk des Mitteldevon
b Nierenkalke
c Plattige Kalksteine mit Rhynchonella cuboides
d Grünliche Mergelschiefer mit verkiesten Goniatiten

Die weite und grosse Mulde von Dinant, welche im Norden der Ardennen sich in der Famenne [1]), im Condroz und westlich der Maas bis zur Sambre ausdehnt, wird vorherrschend aus oberdevonischen Schichten zusammengesetzt; dieses hügelig-bergige Land besteht geologisch aus zahlreichen, in Ostwest parallel ziehenden Mulden und Sätteln des Oberdevon, welches concordant über dem Stringocephalenkalk und unter dem Kohlenkalk lagert. Desgleichen erscheinen die oberdevonischen Stufen im Becken von Namur längs der Maas von Namur bis Lüttich und weiter nach Osten bis nach Aachen; auch in Brabant und endlich in dem Aufbruche zwischen Boulogne und Calais treten die gleichen Schichten über dem Mitteldevon auf.

---

[1]) Die Famenne heisst das bergige Land im Norden der Ardennen-Plateaus in den belgischen Provinzen Namur und Luxemburg gelegen; es wird von der Lesse und l'Homme und von der Ourthe durchflossen. Der Hauptort in der Famenne ist Marche. Die nördliche Fortsetzung der Famenne bildet das Condroz bis zur Maas hin; die Hauptorte im Condroz sind Dinant, Ciney und Huy. Nördlich der Maas folgt dann in den Provinzen Lüttich und Brabant das Land von Hesbaye („Pays de Hesbaye“).

Gosselet teilt das Oberdevon in Belgien und Nordfrankreich folgendermassen ein (siehe auch die Uebersichtstafel II):

1) Stufe von Frasne (= Goniatitenkalke), enthält Schiefer und Nierenkalke von bedeutender Mächtigkeit. In diesen Schiefern schwellen graue, marmorisierte Korallenkalke linsenförmig oft zu bedeutender Masse an, so dass sie von Dupont [1]) für Korallenriffe gehalten wurden; diese Korallenkalke, oft ein schöner roter Marmor, kommen besonders häufig vor westlich der Maas bis nach Maubeuge an der Sambre hin. Entsprechend den beiden Zonen bei Büdesheim in der Eifel teilt Gosselet diese untere Stufe ein in:

a. Kalke und Schiefer von Frasne (Dorf zwischen Couvin und Marienbourg, westlich der Maas gelegen); sie enthalten unter anderem:

Rhynchonella cuboïdes Sow.
Spirifer Verneuili Murch.
— Urii Flem.
Goniatites intumescens Beyr.
Receptaculites Neptuni Defr.
Korallen.

b. Schiefer von Matagne mit Cardiola retrostriata, schwarze harte Schiefer, Nierenkalke und Marmorlinsen (wie in a) mit verkiesten Goniatiten wie in der Eifel; darin:

Goniatites retrorsus Sdbg.
Bactrites subconicus Sdbg.
Camarophoria tumida Kays.

Beide Zonen a und b sind eng miteinander verbunden und stehen den Goniatitenkalken der rechten Rheinseite gleich.

2) Stufe der Famenne. Dieselbe schliesst in sich zwei gleichalterige Facies, einmal die grünen und roten Schiefer mit Nierenkalken der Famenne, in denen schon häufig die Kalknieren durch sandige Einlagerungen ersetzt werden, und dann die Grauwacken („Psammites“) im Condroz, welche wiederum oft mit grünen Schiefern wechsellagern. Beide Facies der Famenne und des Condroz werden bedeckt von Kalksteinen mit Clymenien, von Gosselet als „Kalk von Etroeungt“ bezeichnet. Wir erkennen hier in dieser zweiten Stufe Gosselets die beiden Zonen der Cypridinenschiefer und der Clymenienkalke der rechten Rheinseite.

Die Schiefer der Famenne sind charakterisiert durch zahlreiche Spirifer Verneuili, weshalb dieselben auch „Verneuilischiefer“ heissen; als weitere wichtige Fossilien dieser Schiefer und der Grauwacken des Condroz nennt Gosselet:

Spiriferina laminosa M'Coy.
Cyrtia Murchisoniana de Vern.
Rhynchonella pugnus Mart.
— pleurodon Phil.
Phacops latifrons Bronn.

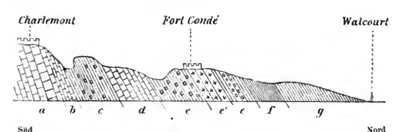
[1]) Siehe E. Dupont, citiert oben S. 92 Anmerkung 1. Diese Korallenkalke des Frasnien in Belgien entsprechen dem Iberger Kalk bei Grund im Harze.

Gosselet teilt sowohl die Famenneschiefer als die Condrozgrauwacken noch weiter in mehrere Bänder, welche nur eine lokale Bedeutung haben. Wichtig ist, dass in den die beiden Facies abschliessenden Kalken von Etroeungt nach Hébert [1]) vorkommen:

Clymenia undulata Mstr.
— laevigata Mstr.

Ausserdem weist Gosselet darauf hin, dass die Brachiopodenfauna dieser jüngsten oberdevonischen Kalke neben echten devonischen Arten, wie Spirifer Verneuili, Atrypa reticularis u. a., bereits karbonische, wie Spirifer Mosquensis Fschr., Spirifer distans Sow., Spirigera Royssii de Vern. u. a., enthalten; daher denn Dewalque und Dumont die Kalke von Etroeungt bereits zum Kohlenkalke rechneten.

In dem folgenden Profil 26 im Maasthal nördlich Givet sehen wir die oberdevonischen Stufen regelmässig über dem Stringocephalenkalke folgen:



Profil 26 (Massstab 1 : 10,000)
durch das Oberdevon am Südrande des Beckens von Dinant im Maasthale nördlich Givet, nach Gosselet, Bull. Soc. géol. de France 1860, Taf. 24, Fig. 1.
a Stringocephalenkalk des Mitteldevon.
b Nierenkalk mit Spirifer Verneuili.
c Schiefer mit Kalknieren, mit Receptaculites Neptuni.
d Dunkelblauer Kalkstein.
e Schiefer mit Kalknieren und grösseren roten Marmorlinsen (e^1) mit Rhynchonella cuboïdes.
f Schiefer von Matagne mit Cardiola retrostriata.
g Schiefer der Famenne, grünliche Mergelschiefer mit Spirifer Verneuili.

Ein gutes Bild der Faltungen in der oberdevonischen Mulde des Condroz am Ostende des grossen Beckens von Dinant gibt uns das folgende Profil (Seite 107) im Thale der Ourthe.

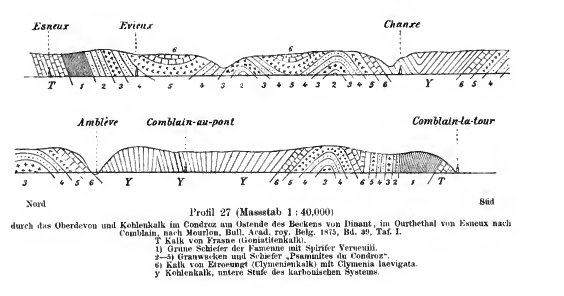
In der östlichen Fortsetzung des grossen Beckens von Dinant folgt jenseits bedeutender Querverwerfungen die kleine Mulde von Theux zwischen Pépinster und Spaa; der Thaleinschnitt bei Theux entblösst die Schichtenreihe des Oberdevon in der Facies der Psammite und Schiefer des Condroz [2]).

Ebenso bilden die ausgedehnteren oberdevonischen Ablagerungen der Gegend von Verviers und Aachen eine östliche Fortsetzung der

---

[1]) Ed. Hébert, Ueber den Bau der französischen Ardennen, Bull. Soc. géol. France. II. série, Bd. XII, S. 1165—1186. Paris 1856.

[2]) M. Mourlon, Géologie de la Belgique I, S. 95. Bruxelles 1880. Siehe auch A. Dumont, Carte géologique de Spa. Theux et Pépinster, im Massstabe 1 : 20.000. 1855.



Profil 27 (Massstab 1 : 40,000)

durch das Oberdevon und Kohlenkalk im Condroz am Ostende des Beckens von Dinant, im Ourthethal von Esneux nach Comblain, nach Mourlon, Bull. Acad. roy. Belg. 1875, Bd. 39, Taf. I.

T Kalk von Frasne (Goniatitenkalk).
1) Grüne Schiefer der Famenne mit Spirifer Verneuili.
2—5) Grauwacken und Schiefer „Psammites du Condroz“.
6) Kalk von Etroeungt (Clymenienkalk) mit Clymenia laevigata.
y Kohlenkalk, untere Stufe des karbonischen Systems.

belgischen Becken. Nach H. von Dechen (1884, S. 182—183) lassen sich im Oberdevon bei Aachen und Stolberg die folgenden Zonen unterscheiden; zunächst über dem Stringocephalenkalk liegen:

a. dunkelgraue Mergelschiefer } 85 m mächtig,
b. graue Kalkmergel }

c. graue oder bunte Nieren- (Kramenzel-) Kalke, 25 m mächtig.

Diese drei Bänder von Mergeln und Nierenkalken enthalten eine reiche Fauna, aus der hervorzuheben sind:

Rhynchonella cuboïdes Sow.
Spirifer Verneuili Murch.
Receptaculites Neptuni Defr.
Korallen.

Dazu kommen noch nach E. Kayser[1]):

Goniatites intumescens Beyr.
— simplex von Buch.
Orthoceratiten und Cyrtoceratiten:

es entsprechen diese Schichten demnach der Stufe von Frasne Gosselets und den Goniatitenkalken Westfalens.

Darüber folgen dann:

d. Grünlichgraue Schiefer mit Kalknieren, enthaltend:

Spirifer Verneuili Murch.
Goniatites retrorsus von Buch.
Bactrites Schlotheimi Quenst.
Cypridina serratostriata Sdbg.

e. Grünlichgraue, glimmerreiche, plattige Grauwacken (wie die Psammite des Condroz) und Mergelschiefer, 500 m mächtig, mit

Spirifer Verneuili Murch.
Productus subaculeatus Murch.

f. Graue Kalkmergel mit Korallen.

Diese drei Zonen d—f umfassen die obere Stufe der Famenne und gleichen am meisten den Psammiten des Condroz; sie entsprechen dem Cypridinenschiefer und den Clymenienkalken der rechten Rheinseite.

Ueberblicken wir kurz noch einmal die vorgeführten Verhältnisse des Oberdevon in den verschiedenen Abschnitten des niederrheinischen Schiefergebirges, so stellt sich dasselbe ziemlich gleichförmig als ein etwa 800 m mächtiges System von bunten Schiefern und Nierenkalken und von Grauwacken dar, welche durch eine reiche Fauna, bestehend in Brachiopoden (Spirifer Verneuili, Rhynchonella cuboïdes), Goniatiten (Goniatites intumescens, retrorsus), und Clymenien (Clymenia subnautilina, laevigata), in zahlreichen Korallen, sowie in den unzähligen kleinen Krebsschalen der Cypridina serratostriata, charakterisiert und einheitlich verbunden werden.

Die drei grossen Abteilungen des devonischen Systems gewinnen im niederrheinischen Schiefergebirge nicht nur eine grosse horizontale

[1]) E. Kayser in der oben S. 101 Anmerkung 1 citierten Arbeit 1873, S. 656.

Verbreitung, sondern auch eine ganz bedeutende Mächtigkeit, welche allerdings nur annähernd geschätzt werdeu kann; wir gelangen für diese Mächtigkeit etwa zu folgenden Zahlen:

Abteilungen.	Stufen.	Mächtigkeit.	
III. Oberdevon	13) Clymenienkalk 12) Cypridinenschiefer	500 m	
	11) Goniatitenkalk	300 m	
			800 m
II. Mitteldevon	10) Stringocephalenkalk	400 m	
	9) Calceolaschichten	500 m	
			900 m
I. Unterdevon	8) Obere Koblenz-Grauwacken 7) Chondritenschiefer	750 m	
	6) Koblenz-Quarzit	300 m	
	5) Haliseritenschiefer 4) Untere Koblenz-Grauwacken 3) Hunsrückschiefer	850 m	
	2) Taunusquarzit	550 m	
	1) Taunusphyllit	850 m	
			3300 m
	Alle drei Abteilungen zusammen		5000 m

3) Das karbonische System.

Die Gliederung der Schichten des mächtigen und wichtigen karbonischen Systemes und die Gleichstellung der einzelnen Stufen in den verschiedenen Gebieten des niederrheinischen Schiefergebirges begegnen dadurch einiger Schwierigkeit, dass die Schichten zum Teil arm sind an den stets am besten leitenden marinen Tierresten. Eine Tiefseebildung mit reicher Meeresfauna stellt nur die ca. 600 m mächtige Kalkstufe dar, welche als „Kohlenkalk“ bezeichnet in Belgien und bei Aachen den unteren Teil des karbonischen Systemes bildet. Gleichzeitig mit diesem Kohlenkalk wurde in Westfalen und im Osten des niederrheinischen Schiefergebirges eine ebenso mächtige Reihe von Grauwacken, Konglomeraten, Thon- und Kieselschiefern, der sogen. „Kulm“, in seichteren Gebieten desselben unterkarbonischen Meeres näher den Küsten abgelagert, in dem Kulm finden sich viele Pflanzenreste, aber wenig marine Tiere, jedoch einige der echten Kohlenkalktiere vor. Die Grenze zwischen diesen beiden verschiedenen Facies der unterkarbonischen Stufe liegt am Nordrande des Schiefergebirges östlich von Düsseldorf in dem Sattelaufbruch bei Velbert: dort keilt sich der Kohlenkalk allmählich unter den überhand nehmenden „Kulm“-Bildungen vollständig aus und erscheint am ganzen Ostrande des Gebirges nicht wieder.

In den karbonischen Schichten über dem Kohlenkalk resp. über dem Kulm besitzen wir nahe über der Basis der oberen Karbonstufe,

des sogen. „Produktiven Steinkohlengebirges", einen von England durch Belgien und Westfalen bis nach Oberschlesien verbreiteten, sicheren Horizont mit marinen Tierresten, charakterisiert durch

Goniatites diadema Gldf.,
— Listeri Phil.,
Avicula papyracea M'Coy.,
Productus carbonarius de Kon.,

Arten, welche noch nicht im Kohlenkalk oder Kulm vorkommen. Diese marine Fauna liegt gewöhnlich im Hangenden eines der untersten Kohlenflöze des Oberkarbon [1]).

In Westfalen hat nun H. von Dechen noch zwischen dem Kulm und den liegendsten Kohlenflözen, zwischen denen die obengenannte marine Fauna eingebettet liegt, eine Schichtenreihe als „Flözleeren Sandstein" (Sandstein hier = Grauwacke) ausgeschieden, welcher dem englischen „Millstone grit" („Mühlsteingrauwacke") und dem unteren Teile des flözreicheu Oberkarbons anderer Gebiete gleichaltrig sein soll. In Belgien und bei Aachen sind derartige flözleere Grauwacken zwischen dem Kohlenkalk und der Zone des Goniatites diadema nicht vorhanden.

Das karbonische System zeigt in England dieselben Verhältnisse wie am Niederrhein. Iu Devonshire fehlt der Kohlenkalk, und an Stelle desselben herrschen mächtige Grauwacken, Konglomerate und Schieferthone, wie in Westfalen; die untere Abteilung derselben, Murchison's „Lower culm measures" schliessen nach oben ab mit schwarzen Kalkschiefern und Plattenkalken, in denen

Goniatites sphaericus,
— mixolobus,
Posidonomya Becheri,

die Leitfossilien des westfälischen Kulm, liegen. Ueber diesem Horizont beginnen die „Upper culm measures" mit einigen Flözen unreiner Kohle, von deren dortigem Lokalnamen „Kulm" die Bezeichnung der ganzen Schichtenreihe herrührt. Jüngere Ablagerungen fehlen in Devonshire.

Im nördlichen England, in Yorkshire, folgt über dem Kohlenkalke die sogen. „Yoredall-series", Schieferthone, Grauwacken und Kalksteine von ca. 200 m Mächtigkeit mit

Goniatites sphaericus,
Posidonomya Becheri,

also dem westfälischen Kulm gleichstehend. Die darüber lagernden Kieselschiefer leiten den „Millstone grit" ein, grobkörnige Grauwacken und Schieferthoue mit einigen schwachen Kohlenflözen von ca. 250 m Mächtigkeit, nur Pflanzenreste enthaltend. Erst über diesem Millstone grit folgt die ca. 1100 m mächtige Stufe des produktiven Oberkarbons, und zwar von unten nach oben:

1) Lower coal measures, eine flözarme Abteilung von 100—120 m Mächtigkeit; über dem liegendsten Kohlenflötze eine marine Fauna.

[1]) Siehe Römer, Geologie von Oberschlesien, S. 92—101, Breslau 1870; und derselbe in der Lethaea geognostica I. Teil, S. 68 ff. Stuttgart 1880.

in welcher am häufigsten sind: Goniatites diadema und Goniatites Listeri.

2) Plattensandsteine mit Pflanzenresten ohne Flöze.
3) Middle coal measures.
4) Rote grobe Sandsteine ohne Flöze.
5) Upper coal measures.

Dagegen werden in Südwales und bei Bristol, ebenso wie in Irland, die Kulmbildungen und der Millstone grit von Yorkshire fast gänzlich von dem sehr mächtigen, typisch ausgebildeten Kohlenkalke vertreten, da direkt über dem Kohlenkalk das flözreiche Oberkarbon beginnt und etwa 50 m über dem Kohlenkalk zwischen den liegendsten Kohlenflözen bereits eine reiche marine oberkarbonische Fauna sich einstellt.

Wenn wir mit dem weitverbreiteten Horizonte des Goniatites diadema, mit welcher Zone zugleich allerorten die flözreiche Abteilung des karbonischen Systemes anhebt, das Oberkarbon beginnen, so würden alle Schichten unter demselben, also auch der flözleere Sandstein, dem Unterkarbon in seinen beiden Facies, dem Kohlenkalk und dem Kulm, zufallen.

Aus dem sogen. flözleeren Sandstein in Westfalen sind zwar keine Tierreste, aber Pflanzen bekannt geworden, und zwar Calamites transitionis Göpp. (= Archaeocalamites radiatus Brong.), eine Leitpflanze für die Kulmbildungen in Europa. Auch enthalten nach H. von Dechen [1]) die tiefsten Kohlenflöze an der Ruhr, zwischen welchen jene Fauna des Goniatites diadema vorkommt, noch Pflanzen, welche in Sachsen und Schlesien die Kulmschichten charakterisieren, so z. B. Lepidodendron Veltheimianum Sternbg. und Sphenopteris distans Sternbg.

Im Hinblick auf diese Verhältnisse und mit Rücksicht auf die überall grosse Schwierigkeit einer Trennung der Kulmgrauwacken von den sogen. flözleeren Sandsteinen am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges werden wir H. von Dechens flözleeren Sandstein zum Kulm rechnen und demnach das Oberkarbon oder die produktive Steinkohlenstufe erst mit dem Horizont des Goniatites diadema beginnen.

Die meisten deutschen Lehrbücher der Geologie, folgend dem klassischen Werke Naumanns, geben an, dass die Steinkohlenflöze und ihre Zwischenmittel in Süsswasserseen auf den damaligen Kontinenten entstanden wären. Man unterschied daher die untere Stufe des Kohlenkalks und des Kulm als Meeresbildungen scharf von der oberen „limnischen“ Stufe der in Landseen abgelagerten produktiven Steinkohlenformation. Die im Oberkarbon massenhaft eingebetteten Zweischaler, die Anthracosien, wurden als Süsswassermuscheln, als Vorgänger der jetzt im süssen Wasser lebenden Unionen angesprochen. Da aber nun ausser diesen Anthracosien auch zahlreiche unzweifelhaft marine Tierreste, z. B. Goniatiten und Productiden, zwischen den oberkarbonischen Schichten und zwar in verschiedenen Horizonten auftreten,

[1]) H. von Dechen in H. B. Geinitz, Geologie der Steinkohlen Deutschlands und anderer Länder Europas 1. Bd., S. 177. München 1865.

so wurde die Existenz dieser Betten mariner Tiere mitten zwischen den angeblichen Süsswasserschichten durch Hebeu und Sinken der Continente und durch Einbrüche des Meeres erklärt.

Nach dem jetzigen Stand unserer Kenntnisse dürfen wir vielmehr annehmen, dass die grosse Mehrzahl der Steinkohlenschichten Europas in seichten, dem Ufer nahegelegenen Teilen des Meeres abgelagert worden ist.

Das produktive Steinkohlengebirge in Belgien, an der Ruhr und in anderen Kohlenrevieren schliesst noch jetzt salziges Wasser ein, welches in den ablaufenden Grubengewässern mehrfach nachgewiesen wurde[1]).

Die Tierreste des Oberkarbon bestehen vorwiegend in marinen Mollusken. Wir haben bereits das Lager echter Meerestiere zwischen den liegendsten Kohlenflözen in England, Belgien und Deutschland erwähnt: in diesem Horizonte und zwar meist unmittelbar im Hangenden eines Kohlenflözes herrschen die Goniatiten und Productiden vor; daneben finden sich die marinen Gattungen Orthoceras, Nautilus, Spirifer, Chonetes, Streptorhynchus, Lingula, Discina, Mytilus, Avicula, Posidonomya, Bellerophon, Conularia, Phillipsia und andere. Abgesehen von diesem tieferen Horizonte sind aber Goniatiten, Orthoceratiten, Aviculaceen und Posidonomyen auch aus den jüngeren, ja aus den hangendsten Flözpartien des Oberkarbon in Yorkshire, im Ruhrbecken und in anderen Revieren bekannt geworden. Auch wird jetzt allgemein die Conchiferengattung Anthracosia, welche zahlreiche Betten durch die ganze Höhe der Steinkohlenschichten aller Reviere bildet, nicht mehr zu den limnischen oder fluviatilen Unioniden, sondern zu den marinen Cardinien gerechnet[2]).

Endlich spricht auch die grosse Ausdehnung der produktiven Steinkohlenablagerungen über sehr weite Räume ganz gegen die Entstehung derselben in Landseen: so lässt sich das produktive Steinkohlengebirge fast ununterbrochen verfolgen von Glasgow in Schottland und von Yorkshire an durch ganz England bis zum Severn, und wieder von Boulogne an durch Belgien über den Rhein bis nach Westfalen; auch in der von jüngeren Systemen eingenommenen Strecke vom Severn bis Boulogne ist die unterirdische Fortsetzung der Steinkohlen nicht unwahrscheinlich[3]). Die Länge dieser Steinkohlenablagerungen vom Clyde bis zur Ruhr betrüge dann nicht weniger als 1200 km, und die direkte Entfernung von Glasgow bis Unna in Westfalen beträgt 900 km.

---

[1]) Aug. Huyssen, Die Soolquellen des westfälischen Kreidegebirges, ihr Vorkommen und mutmasslicher Ursprung, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. (Berlin 1855) S. 596: „Die Soolquellen bei Hattingen und Steele entspringen der produktiven Steinkohle; die Grubenwasser in verschiedenen Steinkohlengruben an der Ruhr sind salzhaltig.“ — R. Laloy, Recherches géologiques et chimiques sur les eaux chlorurées du terrain houiller du Nord de la France et de la Belgique, Mém. Soc. Scienc. de Lille 1873. — R. Malherbe, Des chlorures alcalins de la formation houillère. Bull. Acad. roy. de Belg., II série, Bd. 39, S. 16—25. Bruxelles 1875. — J. Gosselet, Esq. géol. Nord de la France I, S. 148. Lille 1880.

[2]) K. Zittel, Handbuch der Paläontologie, I. Bd., 2. Abth., S. 61. München 1881.

[3]) Siehe J. W. Judd, „Coal under London“, in Quart. Journ. Geol. Soc. Bd. 40, S. 758—760. London 1884.

Wenn wir demnach auch in dem flözreichen Oberkarbon eine Meeresbildung erkennen, so sprechen doch die besonderen Verhältnisse der Kohlenflöze für einen Absatz derselben in seichten, auch wohl lagunenartigen Teilen des karbonischen Meeres nahe den Küsten: die sämtlichen Pflanzen, aus denen die Steinkohlen entstanden, sind Luftatmende Bäume, nicht Meeresalgen gewesen; auf diesen Bäumen lebten Insekten, welche gelegentlich mit den Steinkohlen zusammen in den Schichten gefunden werden. Die Pflanzen der karbonischen Kontinente wurden von den Bächen und Flüssen hinabgeschwemmt in das Meer und dort zwischen den Sand- und Thonsedimenten begraben, gerade wie sich heutzutage noch die Pflanzenmassen anhäufen im Delta des Mississippi oder in den Dschungeln der Gangesmündungen [1]). Die Vegetation war in der Steinkohlenzeit eine ungemein viel üppigere, das Klima ein viel wärmeres und fruchtbareres als jetzt selbst unter den Tropen. Wiederholte Senkungen des Meeresgrundes und der flachen Küsten ergaben die Möglichkeit, dass die oberkarbonische Stufe bis zu einer Mächtigkeit von 2000—3000 m anschwellen konnte; von dieser Mächtigkeit gehören den Kohlenflözen allerdings kaum 100 m an, während die ganze übrige Mächtigkeit den Sandsteinen und Thonschiefern der Zwischenmittel, also gewöhnlichen Meeressedimenten, zukommt.

Die beiden Stufen des karbonischen Systems lagern in unseren Gebieten stets concordant übereinander und am Nordrande des Schiefergebirges auch concordant über dem devonischen System; ihre Schichten gehen ohne bestimmte Grenze ineinander über. Das Unterkarbon dringt noch tiefer in den devonischen Körper des niederrheinischen Schiefergebirges ein als das Oberkarbon, die „Produktive Steinkohle", deren wichtige Reviere sich nur ausserhalb desselben ausbreiten: und zwar längs des ganzen Nordrandes des Gebirges von Valenciennes über Mons, Namur, Lüttich, Aachen und unter den jüngeren Anschwemmungen der Rheinbucht hindurch zur unteren Ruhr bis nach Unna in Westfalen; auf der Südseite des Gebirges gibt es nur das Steinkohlenrevier an der Saar und Nahe. Diese eigentümliche Verteilung der produktiven Karbonablagerungen im Bereiche des niederrheinischen Gebirgssystemes wurde veranlasst durch die allmählich während dieser Zeit eintretende Auffaltung des devonischen Schiefergebirges und das Auftauchen desselben aus dem oberkarbonischen Meere, welches dadurch auf die tiefer absinkenden Randgebiete rings um den devonischen Gebirgskern beschränkt wurde.

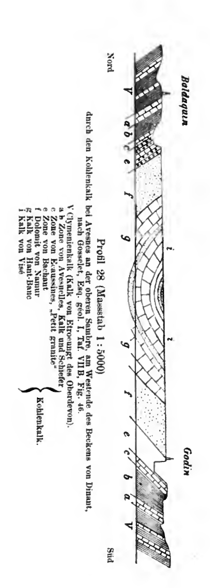
(Siehe die Uebersichtstafel III.)

I. Stufe: Unterkarbon.

a. Tiefsee-Facies: Kohlenkalk (Bergkalk).

Im südlichen Belgien und nach Nordfrankreich hinein bis nach Boulogne hat der Kohlenkalk eine weite Verbreitung und eine ansehn-

[1]) Siehe über diese Frage u. a.: C. Grand' Eury, La Flore carbonifère du dép. de la Loire et du centre de la France, Mém. prés. par divers savants à l'Acad. des sciences, tome XXIV, S. 393—400 und S. 606—616. Paris 1877. — M. Fayol, Sur l'origine des troncs d'arbres fossiles perpendiculaires aux strates du terrain houiller, Compt. rend. de l'Acad. Scienc. tome 93, S. 160—163. Paris 1881.



Profil 28 (Massstab 1 : 5000)

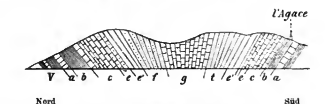
durch den Kohlenkalk bei Avesnes an der oberen Sambre, am Westende des Beckens von Dinant, nach Gosselet, Esq. géol. I, Taf. VII B, Fig. 46.

V Clymenienkalk (Kalk von Etroeungt des Oberdevon).
a b Zone von Avesnelles, Kalk und Schiefer
c Zone von Ecaussines, „Petit granite"
e Zone von Bachant
f Dolomit von Namur
g Kalk von Hant-Banc
i Kalk von Visé

(a–i:) Kohlenkalk.

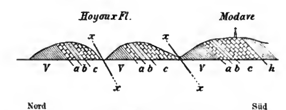
liche Mächtigkeit. Er stellt sich meist als ein massiger, halbkrystalliner Kalkstein von grauer, weisser oder schwarzer Farbe dar; häufig besteht er fast ganz aus Korallenresten oder aus Stielgliedern von Encriniten; zuweilen geht er in Dolomit über; in seltenen Fällen wird er oolithisch. Die reiche Fauna des belgischen Kohlenkalkes ist von L. G. de Koninck in einem Prachtwerke beschrieben worden[1]).

Der Kohlenkalk bildet in der grossen Mulde von Dinant zahlreiche Falten zugleich mit dem unterlagernden Oberdevon; in grösseren Flächen verbreitet er sich innerhalb dieses bergig-hügeligen Gebietes im Westen auf französischem Boden bei Avesnes an der oberen Sambre (Profil 28) bis gegen Maubeuge hin (Profil 29), dann weiter östlich zu beiden Seiten der Maas bei Dinant selbst, ferner im Condroz, z. B. bei Modave südlich Huy (Profil 30), und bis zur Ourthe (Profil 27 Seite 116); erst jenseits der Querverwerfungen an der Amblève endigen diese Ablagerungen des Beckens von Dinant in der stark verworfenen Scholle von Theux. Die folgenden Profile veranschaulichen die Lagerung des Kohlenkalkes in den langhin von Westen nach Osten und Ostnordosten streichenden Falten des grossen Beckens von Dinant:



Profil 29 (Massstab 1:10,000)
durch den Kohlenkalk bei Ferrières-la-Petite südlich von Maubeuge an der Sambre, nach Gosselet, Esq. géol. I, Taf. VII B, Fig. 47.

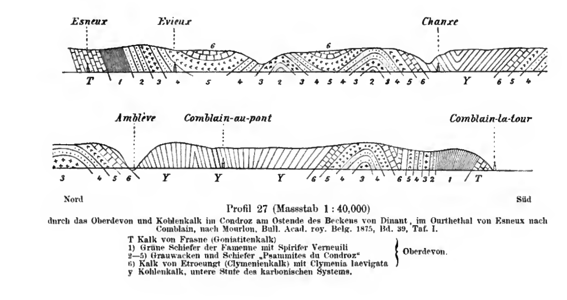
V Clymenienkalk (Kalk von Etroeungt des Oberdevon).
a b Zone von Avesnelles, Kalk und Schiefer
c Zone von Ecaussines, „Petit granite"
e Zone von Bachant
f Dolomit von Namur
g Kalk von Haut-Banc
i Kalk von Visé
(c–i: Kohlenkalk.)



Profil 30 (Massstab 1:40,000)
durch den Kohlenkalk bei Modave im Hoyouxthale südlich Huy im Condroz, nach Gosselet, Esq. géol. I, Taf. VII B, Fig. 49.

V Oberdevon.
a b c Kohlenkalk.
h Produktive Steinkohle.
x Verwerfungen.

[1]) L. G. de Koninck, Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. Bruxelles. (Seit 1878 im Erscheinen.)



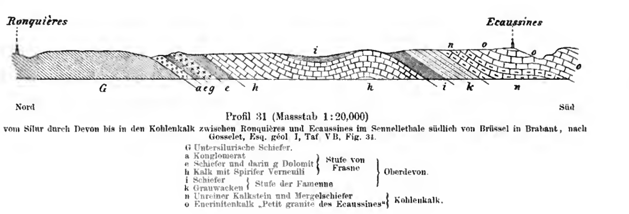
Profil 27 (Massstab 1 : 40,000)

durch das Oberdevon und Kohlenkalk im Condroz am Ostende des Beckens von Dinant, im Ourthethal von Esneux nach Comblain, nach Mourlon, Bull. Acad. roy. Belg. 1875, Bd. 39, Taf. I.

T Kalk von Frasne (Goniatitenkalk)
1) Grüne Schiefer der Famenne mit Spirifer Verneuili
2—5) Grauwacken und Schiefer „Psammites du Condroz"
6) Kalk von Etroeungt (Clymenienkalk) mit Clymenia laevigata

} Oberdevon.

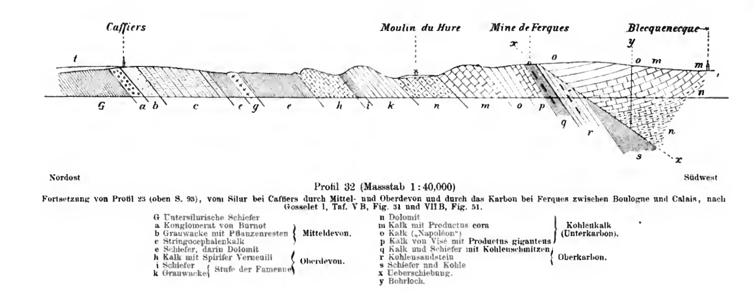
y Kohlenkalk, untere Stufe des karbonischen Systems.



Profil 31 (Massstab 1:20,000)

vom Silur durch Devon bis in den Kohlenkalk zwischen Ronquières und Ecaussines im Sennellethale südlich von Brüssel in Brabant, nach Gosselet, Esq. géol I, Taf VB, Fig. 34.

G Untersilurische Schiefer.		
a Konglomerat	Stufe von Frasne	Oberdevon.
e Schiefer und darin g Dolomit		
h Kalk mit Spirifer Verneuili		
i Schiefer	Stufe der Famenne	
k Grauwacken		
n Unreiner Kalkstein und Mergelschiefer	Kohlenkalk.	
o Encrinitenkalk „Petit granite des Ecaussines“		



Profil 32 (Massstab 1:40,000)

Fortsetzung von Profil 23 (oben S. 93), vom Silur bei Caffiers durch Mittel- und Oberdevon und durch das Karbon bei Ferques zwischen Boulogne und Calais, nach Gosselet 1, Taf. V B, Fig. 31 und VII B, Fig. 51.

G Untersilurische Schiefer
a Konglomerat von Burnot
b Grauwacke mit Pflanzenresten
c Stringocephalenkalk
} Mitteldevon.
e Schiefer, darin Dolomit
h Kalk mit Spirifer Verneuili
i Schiefer
k Grauwacke
{ Stufe der Famenne }
} Oberdevon.

n Dolomit
m Kalk mit Productus cora
o Kalk („Napoléon“)
p Kalk von Visé mit Productus giganteus
} Kohlenkalk (Unterkarbon).
q Kalk und Schiefer mit Kohlenschmitzen
r Kohlensandstein
s Schiefer und Kohle
} Oberkarbon.
x Ueberschiebung.
y Bohrloch.

Auf der Nordseite des Silurstreifens vom Condroz nimmt der Kohlenkalk grosse Strecken ein im Becken von Namur in der Umgebung dieser Stadt zu beiden Seiten der Maas; von dort aus geht er nach Westen in gleicher Breite in das Hennegau über, wo derselbe bei Ecaussines (Profil 31 Seite 117), Soignies, Ath und Tournai als Marmor („Petit granite") in grossen Steinbrüchen gewonnen wird; er verschwindet dann unter den Kreidebedeckungen und tritt erst wieder an die Oberfläche zwischen Calais und Boulogne (Profil 32 Seite 118).

Andererseits streicht der Kohlenkalk von Namur nach Ostnordosten an der Maas hinab nach Lüttich und weiter im Becken von Verviers und Aachen bis an den Abbruch im Roer-Gebiete bei Eschweiler. Berühmte Fundorte der reichhaltigen Kohlenkalkfauna in Belgien liegen in diesen nördlichen Strecken bei Visé, östlich der Maas zwischen Lüttich und Mastricht, und bei Tournai im Hennegau nahe der französischen Grenze.

Den Kohlenkalk in Belgien haben Gosselet und Dupont in eine Reihe von Zonen zerlegt, welche zum Teil nur als verschiedene Facies dieser Stufe zu betrachten sein dürften[1]). Von grösserer Bedeutung sind die drei Zonen, welche de Koninck in seinem Werke über die Fauna des Kohlenkalkes aufstellte; derselbe teilt den belgischen Kohlenkalk von unten nach oben in die Zonen:

a. mit Spirifer mosquensis Fisch. (Kalk von Tournai),
b. mit Spirifer cuspidatus Mart.,
c. mit Productus giganteus Mart. (Kalk von Visé).

Ausser diesen drei leitenden Brachiopoden nennen wir aus der sehr reichen belgischen Kohlenkalkfauna hier noch von wichtigeren Versteinerungen:

Productus longispinus Sow.
— semireticulatus Mart.
— cora d'Orb.
Streptorhynchus crenistria Phil.
Strophomena rhomboïdalis Wahl.
Terebratula sacculus Mart.
Rhynchonella pugnus Mart.
Conocardium alaeforme Sow.
Bellerophon hiulcus Mart.
Euomphalus serpula de Kon.
Chemnitzia Lefebvrei Lév.
Cyrtoceras Verneuilianum de Kon.
Orthoceras Münsterianum de Kon.
Phillipsia gemulifera Phil.

Die Mächtigkeit des Kohlenkalkes an der Sambre wird von

[1]) Die Lücken, welche Gosselet (Esq. géol. I, S. 138) konstatiert, indem er seine Zonen der verschiedenen Orte in Belgien und Nordfrankreich untereinander und mit denen Duponts vergleicht, können als Pausen im Absatz des Kohlenkalkes wohl nicht gelten, sondern sind offenbar dadurch entstanden, dass gleichalterige Schichten an verschiedenen Orten teils nach der Fauna, teils nur petrographisch in verschiedener Weise eingeteilt und mit verschiedenen Namen belegt wurden.

Gosselet zu 258 m angegeben; von Dupont für die Maasgegend bei Dinant zu 760 m; von H. von Dechen für den Querschnitt im Vichtthale bei Stolberg zu 300 m.

In dem 250—300 m mächtigen Kohlenkalke bei Aachen lassen sich nach J. Beissel [1]) die folgenden drei Zonen vom liegenden Oberdevon an unterscheiden:

a. unreiner Kalk mit Schiefereinlagerungen,

b. Encrinitenkalk,

c. dichter Kalkstein, oben oolithisch; im Göhlthale mit Kieselknollen in einigen Bänken; oft dolomitisiert.

Versteinerungen sind bisher nur wenige aus dem Kohlenkalk bei Aachen bekannt geworden; H. von Dechen (1884, II, S. 211) und J. Beissel führen an:

Syringopora ramulosa Gldf.
Productus striatus Fisch.
— semireticulatus Mart.
— cora d'Orb.
Spirifer rotundatus Sow.
Terebratula sacculus Mart.
Euomphalus pentangulatus Sow.
Chemnitzia Lefebvrei Lév.

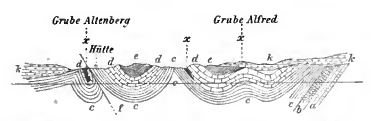
Der Kohlenkalk enthält, wie der Stringocephalenkalk des Mitteldevon, häufig Bleiglanz, Zinkblende und Schwefelkies; so in der Umgegend von Stolberg und Eupen [2]), und an der Maas zwischen Huy und Chokier [3]). Das bedeutendste Vorkommen dieser Art liegt im Altenberg bei Moresnet 8 km südwestlich von Aachen auf neutralem Gebiete zwischen der deutschen und belgischen Grenze. Die grossen Galmeilager der Altenberger Grubenfelder stehen in dolomitisiertem Kohlenkalke nahe über der Grenze gegen die oberdevonischen Schiefer; die Erzlager in der Umgegend des Altenberges befinden sich zum Teil auf derselben Grenze, zum Teil nahe der Grenze gegen den jüngeren karbonischen Schiefer [4]). Wie an anderen Orten wird auch im Altenberger Grubenfelde der Galmei (kohlen- und kieselsaure Zinkerze) als Zersetzungsprodukt der Zinkblende angesehen, ebenso wie die kohlensauren Bleierze in den oberen Teufen aus dem Bleiglanz, und das Brauneisen aus dem Schwefelkies unter dem Einfluss der kohlensäurehaltigen Tagewasser entstanden.

[1]) J. Beissel, Ueber Struktur und Zusammensetzung der Kohlenkalksteine in der Umgegend von Aachen, Verh. nat. Ver. Rheinl. Westf. 39. Jahrg., Korrespondenzbl. S. 90—93, Bonn 1882, und derselbe, Geognostische Skizze der Umgegend von Aachen, Festschrift zur Ingenieurversamml. S. 15—18. Aachen 1875.

[2]) H. v. Dechen, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche, S. 615 und 630. Berlin 1873.

[3]) Max Braun, Ueber die Zinklagerstätten an der Maas, mit specieller Darstellung des Erzlagers von Corphalie bei Huy, in Verh. der geol.-mineral. Sektion der 25. Vers. deutsch. Naturf. und Aerzte in Aachen 1847, S. 55—60, mit Profilen.

[4]) Max Braun, Ueber die Galmeilagerstätte des Altenberges im Zusammenhang mit den Erzlagerstätten des Altenberger Grubenfeldes und der Umgegend, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. IX, S. 354—370, mit 3 Tafeln. Berlin 1857.



Profil 33 (Massstab 1:80,000)
durch die Kohlenkalkmulden der Grubenfelder Altenberg („Vieille Montagne“) bei Moresnet südwestlich von Aachen, nach Max Braun.

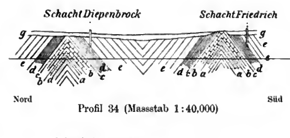
a Calceolastufe
b Stringocephalenkalk } Mitteldevon.
c Oberdevon
d Kohlenkalk,
darin: x Erzlagerstätten (Galmei etc.).
e Oberkarbon
k Discordant auflagernde Kreide.
f Ueberschiebung.

Auf der rechten Rheinseite ist der Kohlenkalk nur vorhanden bei Düsseldorf, indem derselbe in den anderen Teilen des rechtsrheinischen Schiefergebirges durch die Kulmfacies vertreten wird. Der Kohlenkalk östlich von Düsseldorf zieht sich auf der Nordseite des Sattelaufbruches über dem Mittel- und Oberdevon von Ratingen bis Leimbeck; in der Umgegend von Leimbeck keilt er sich aus zwischen Oberdevon und Kulm. In dieser Strecke wird der Kohlenkalk 100 m mächtig und ist ein grauer, körniger, halbkrystalliner Kalkstein, dessen tiefere Lagen häufig grossoolithisch oder als Encrinitenkalk entwickelt sind; in den oberen Bänken treten wie bei Aachen Hornsteinknollen im Kalk auf, welche in dem auflagernden Kulm sich zu schwarzen Kieselschiefern entwickeln. Aus dem Kohlenkalk der Steinbrüche bei Ratingen führt H. von Dechen eine Anzahl von Versteinerungen an (1884, II, S. 216), unter denen sich befinden:

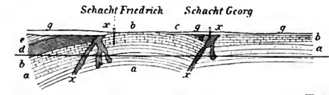
Productus semireticulatus Mart.
Orthis resupinata Mart.
Euomphalus pentangulatus Sow.
Pentremites ovalis Gldf.
Platycrinus depressus Gldf.

In der flachen Rheinebene nördlich Ratingen brechen noch einmal bei Lintorf zwei Sättel des Kohlenkalkes auf, regelmässig überlagert von Kiesel-, Alaun- und Thonschiefern des Kulm. Die beiden Sättel streichen in Ostnordost; sie werden quer durchsetzt von Erzgängen, welche reiche Erzmittel an Markasit (Schwefeleisen), Zinkblende und Bleiglanz enthalten. Ein Hut oxydierter Erze, wie im Altenberger Grubenfelde, fehlt den Lintorfer Erzgängen, ein Mangel, der sich wohl durch starke Denudation erklärt; die karbonischen Schichten werden bei Lintorf überlagert durch tertiäre Letten und diluviale Sande; die folgenden beiden Profile geben nach A. von Groddeck[1]) die Lagerung der beiden Kohlenkalksättel und der Erzgänge:

[1]) A. von Groddeck, Ueber die Erzgänge bei Lintorf, in Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Sal.-Wesen, 29. Bd., mit Plan und Profilen. Berlin 1881.



Profil 34 (Massstab 1:40,000)



Profil 35 (Massstab 1:20,000)

Querprofil (34) durch die beiden Kohlenkalksättel zu Lintorf nördlich von Düsseldorf, und Längsprofil (35) durch den südlichen der beiden Sättel, nach A. von Groddeck.

a Oberdevon.
b Kohlenkalk.
c Kieselschiefer }
d Alaunschiefer } des Kulm.
e Thonschiefer }
g Tertiäre und diluviale Decke.
x Erzgänge.

b. Flachsee-Facies: Kulm.

Nach den obigen Bemerkungen wurden diejenigen Bildungen, welche man als „Kulm" bezeichnet, in den flacheren Teilen des unterkarbonischen Meeres und gleichzeitig mit dem Kohlenkalk abgelagert: zugleich rechnen wir aus genannten Gründen H. von Dechens „flözleeren Sandstein" zu den Kulmgrauwacken. In den Kulmablagerungen in Westfalen und am Ostrande des Schiefergebirges herrschen Grauwacken vor; zwischen denselben schieben sich häufig Konglomerate ein; die unteren Zonen des Kulm setzen sich vorwiegend aus Thonschiefern, aus schwarzen Kieselschiefern und bituminösen Alaunschiefern zusammen. Die Mächtigkeit des Kulm in Westfalen ist eine bedeutende und übertrifft mit 900—1000 m bei weitem diejenige des naturgemäss langsamer gebildeten, nur 3—400 m mächtigen Kohlenkalkes in Belgien. Wie in Devonshire kommen auch in Westfalen und am Ostrande des Schiefergebirges Tierreste nur im unteren Teile des Kulm vor, während die oberen Kulmgrauwacken (flözleerer Sandstein, Millstone grit, Upper Culm measures etc.) nur Pflanzenreste enthalten. Göppert gibt an[1], dass von 56 Pflanzenarten aus dem sogen. „flözleeren Sandstein" von Deutschland bereits 13 im Kulm, dagegen nur 7 in der produktiven Steinkohle sich finden, obwohl er aus der letzteren über 800 Arten,

[1]) H. R. Göppert, Die fossile Flora der silurischen, der devonischen und der unteren Kohlenformation, in Abhandl. Leop. Carol. Acad. XVII. Bd. Jena 1859.

aus dem Kulm aber nur 23 Arten anführt; daher rechnet auch Göppert den flözleeren Sandstein (die oberen Kulmgrauwacken im Harze etc.) zum Unterkarbon.

In Westfalen setzt sich der Kulm zusammen aus Thonschiefern, Kieselschiefern, Alaunschiefern, plattigen, dunklen Kalksteinen und aus sehr mächtigen Grauwacken, in denen Konglomerate vorkommen. Wir haben oben gesehen, dass der Kohlenkalk in Form einiger starker Trochitenbänke sich bei Leimbeck im Ratinger Sattel, östlich von Düsseldorf, zwischen Oberdevon und Kulm auskeilt und in den weiter östlich gelegenen Gebieten vollständig fehlt. Auf der Südseite dieses Sattels durchschneidet die Bahn bei Aprath nach H. von Dechen (1884, II, S. 216) über dem Oberdevon die folgenden Schichten:

1) hellgrauer dichter Kalkstein in Bänken von 1—1,3 m Stärke, im ganzen 16 m mächtig;

2) schwarzer Kieselschiefer in dünnen Schichten von 5—8 cm Stärke, winkelrecht zerklüftet, bisweilen in grauen Hornstein übergehend, mit dünnblättrigem festen schwarzen Schiefer wechselnd, 19 m mächtig;

3) hellgrauer plattiger Kalkstein, in Schichten von 5—8 cm Stärke mit glatten Schichtflächen, mit kalkig-kieseligen Nieren, 10 m mächtig;

4) Kieselschiefer mit schwarzen, thonigen, in Brandschiefer übergehenden Schieferlagen wechselnd, darin ebenfalls flache kalkig-kieselige Nieren, 6 m mächtig;

5) plattiger Kalkstein ohne Nieren, 8 m;

6) schwarzer, dünnblättriger Schiefer mit Posidonomyen, vielfach mit Kalkplatten bis zu 16 cm Stärke wechselnd; und

7) schwarzer Alaunschiefer mit fein eingesprengtem Schwefelkies, mit Kohle und mit Nieren, zusammen mit Nr. 6 an 16 m mächtig.

Dieses Profil, dessen Schichten im ganzen 75 m mächtig sind, umfasst nur den untersten Teil des Kulm. Die Alaunschiefer fehlen weiter östlich. Im Querschnitt des Hönnethales bei Balve besteht der Kulm über den Sandsteinen und Schiefern des Oberdevon (siehe oben S. 102) aus:

1) Kieselschiefer mit Lagen von Schiefern und Kalksteinen, 41 m mächtig;

2) Plattenkalk mit Schiefern in dünnen Lagen wechselnd, 279 m;

3) Kieselschiefer, 28 m;

4) schwarze Schiefer [1]).

Die leitenden Versteinerungen des Kulm in Westfalen (und des Kulm überhaupt) sind:

Posidonomya Becheri Bronn.
Orthoceras striolatum H. von Meyr.
Goniatites sphaericus Mart. [2])

[1]) Diese Schiefer rechnet H. von Dechen bereits zu seinem „flözleeren Sandstein"; eine bestimmbare Grenze zwischen Dechens Kulm und flözleerem Sandstein gibt es nicht, da die Trennung beider nur auf dem negativen Merkmale beruhte, dass bisher in den westfälischen Kulmgrauwacken (= flözleerem Sandstein, H. von Dechen) noch keine Tierreste gefunden wurden.

[2]) Goniatites sphaericus Mart. (= crenistria Phil. und striatus Sow.) findet sich zuweilen verkiest, z. B. auf dem Otterbergsfelde östlich von Neviges, nach H. von Dechen, Ueber die Schichten im Liegenden des Steinkohlengebirges an der Ruhr, in Verh. nat. Ver. Rheinl. Westf. VII. Bd., S. 201. Bonn 1850.

Eine reichere Kulmfauna beschreibt E. Kayser [1]) aus den Schiefern bei Aprath, an den Quellen der Düssel östlich von Düsseldorf gelegen; dieselbe enthält unter anderem:

Cladochonus Michelini Edw. Haim.
Productus sublaevis de Kon.
— semireticulatus Mart.
— giganteus Mart.
Chonetes Laguessiaua de Kon.
Streptorhynchus crenistria Phil.
Orthoceras striolatum H. von Meyr.
Phillipsia aequalis H. von Meyr.

E. Kayser macht auf den wichtigen Umstand aufmerksam, dass diese Kulmfauna von Aprath noch mehrere Arten des echten Kohlenkalkes führt; wir sind hier bei Düsseldorf allerdings noch sehr nahe dem Gebiete des typisch ausgebildeten linksrheinischen Kohlenkalkes. Aber auch weiter östlich und im Kulm der Lahn- und Dillmulden finden sich gelegentlich Versteinerungen, besonders Brachiopoden, welche auch im Kohlenkalk vorkommen; durch diese Uebereinstimmung der Fossilien wird die Gleichaltrigkeit von Kulm und Kohlenkalk bewiesen. So erwähnt H. von Dechen aus den Kulm-Plattenkalken bei Iserlohn und bei Recklinghausen echte Kohlenkalk-Versteinerungen, den Productus giganteus Mart. und Productus semireticulatus Mart.

Von der Aprather Mulde nördlich von Barmen aus bis Hagen verschwindet der untere Kulm zum Teil in Verwerfungen zwischen Mitteldevon und den Kulmgrauwacken, so im unteren Ennepethale. Von der Volme an aber lassen sich die Thon- und Kieselschiefer des unteren Kulm regelmässig verfolgen bis Arnsberg, dann durch den Sattel bei Balve über Brilon bis nach Stadtberge; endlich am Ostrande des Schiefergebirges in zahlreichen Mulden bis zur Lahn und Dill, in deren Gebieten diese Kulmschiefer in enger Verbindung mit den Kulmgrauwacken (flözleerem Sandstein Dechens) eine weite Verbreitung gewinnen. In diesen Gegenden besteht der Kulm stets aus einer mächtigen Schichtenfolge von schwarzen Kieselschiefern, dunklen Thonschiefern mit Posidonomya Becheri, unreinen dunkelgrauen bis schwarzen plattigen Kalksteinen, von Grauwacken und Sandsteinen mit Pflanzenresten und Konglomeraten; im allgemeinen scheinen die Thon- und Kieselschiefer und Kalke den unteren, die Grauwacken den oberen Teil des Kulm am Ostrande des niederrheinischen Schiefergebirges zu bilden.

Ein bekannter Fundort für eine reichere Kulmfauna ist Herborn an der Dill; nach A. von Könen waren die folgenden Kulmschichten zu Herborn vom Liegenden an aufgeschlossen [2]):

1) Alaunschiefer mit Poteriocriuus regularis H. von Meyr.
2) Graue plattige Gesteine mit Fischresten, Crinoïden und Pflanzenresten.

[1]) E. Kayser, Beiträge zur Kenutnis von Oberdevon und Kulm am Nordrande des rheinischen Schiefergebirges, S. 67 ff., im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. II Berlin 1882.

[2]) Die Kulmfauna von Herborn, im N. Jahrb. für Min. 1879, S. 309—346. mit 2 Tafeln. Stuttgart.

3) Grünliche, thonig-sandige Bänke mit reicher Fauna von Conchiferen, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten, wechsellagernd mit fossilarmen dünnen Sandsteinen.

4) Ausgelaugte Kalksandsteine und thonige resp. kieselige Kalke.

5) Kieselige Schiefer mit:

Noeggerathia tenuistriata Göpp.
Calamiten.
Posidonomya Becheri Bronn.
Orthoceras scalare Gldf.
Goniatites sphaericus Phil.

Ausser den genannten Fossilien der anderen Schiefer fanden sich in den grünlichen Schiefern von Nr. 3 unter anderem:

Avicula lepida Gldf.
Pecten densistria Sdbg.
Productus cf. sublaevis de Kon.
Camarophoria papyracea F. Röm.
Terebratula hastata Sow.
Gyroceras serratum de Kon.
Orthoceras undatum Flem.
— striolatum H. von Meyr.
Goniatites mixolobus Phil.
Nautilus sp.
Cypridina subglobularis Sdbg.
Phillipsia aequalis H. von Meyr.
— latispinosa Sdbg.

Die Wichtigkeit dieser Fauna von Herborn tritt besonders dadurch hervor, dass hier im Kulm Leitfossilien des echten belgischen Kohlenkalkes erscheinen, gerade wie in der Kulmfauna von Aprath bei Düsseldorf. Die Kulmgrauwacken mit häufigen Konglomeraten erreichen in den Lahn- und Dillmulden eine ganz bedeutende Mächtigkeit; dieselben gleichen in mehrfacher Beziehung den gleichaltrigen Kulmgrauwacken des Harzes, für welche Fr. A. Römer zuerst 1852 den englischen Namen „Kulm“ anwandte.

Am ganzen Süd- und Westrande des niederrheinischen Schiefergebirges fehlen die unterkarbonischen Ablagerungen, resp. gelangen nicht an die Erdoberfläche.

2. Stufe: Oberkarbon.

(Produktives Steinkohlengebirge.)

Die obere Stufe des karbonischen Systemes besitzt durch ihren grossen Reichtum an Steinkohlenflözen eine hervorragende praktische Wichtigkeit, wie denn auch die „schwarzen Diamanten“ dieser Stufe dem ganzen System den Namen gegeben haben. Wir beginnen die oberkarbonische Stufe über dem Kohlenkalk, resp. über dem Kulm mit den liegendsten Kohlenflözen, zwischen welchen sich in den verschiedenen Kohlenrevieren überall die charakteristische Fauna des Goniatites diadema und G. Listeri einstellt (siehe oben S. 110). Diese Stufe ent-

wickelt im Gebiete des niederrheinischen Schiefergebirges eine etwa doppelt so grosse Mächtigkeit als die untere Karbonstufe, da ihre Mächtigkeit mindestens auf 2000 m, im Profil von Essen, in Westfalen, durch L. Achepohl sogar auf 3000 m geschätzt wird. Der bei weitem grösste Teil dieser Mächtigkeit des Oberkarbon fällt freilich den sogen. Zwischenmitteln und nur ein geringer Teil den Steinkohlenflözen zu. Die flözleeren Sandsteine und Schieferthone zwischen den Kohlenflözen werden zuweilen mehrere hundert Meter mächtig. Auch Konglomerate stellen sich als Zwischenmittel ein und erlangen 20—50 m Mächtigkeit; so liegt z. B. bei Werth in der Eschweiler Mulde bei Aachen ein 54 m mächtiges Konglomerat; durch das ganze Ruhrbecken in Westfalen lässt sich eine Konglomerat-Zone zwischen den Flözen Nr. 23 und 24 von ca. 20 m Mächtigkeit von Oberhausen bis nach Unna verfolgen (H. von Dechen, 1884, II, S. 225 und S. 246).

In verschiedenen Horizonten, am häufigsten in den liegenden Partien des Oberkarbon kommen auch Thoneisensteine und Kohleneisensteine (Spateisen gemengt mit Kohle und Thon) vor in Nieren und Lagern bis zu 1,5 m Mächtigkeit mit einem Eisengehalt von 20—50 %; es sind dieses diejenigen Kohleneisenstein-Schichten, welche in dem Oberkarbon von England häufiger und mächtiger auftreten und als „Blackband" bezeichnet werden. Nicht selten sind in den Eisennieren Versteinerungen (Goniatiten) eingeschlossen. Eingesprengt im Kohleneisenstein zeigen sich Schwefelkies, Markasit, Arsenkies, Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies; diese Erze gewinnen jedoch niemals eine grössere Bedeutung.

Die Steinkohlenflöze des Oberkarbon haben sehr verschiedene Stärke, von papierdünnen Lagen bis zu 4 m Dicke. Durchschnittlich besitzen die bauwürdigen Flöze eine Dicke von 1 m in den deutschen Revieren; für die belgisch-französischen Gebiete gibt Gosselet (Esq. géol. I, 1880, S. 147) eine durchschnittliche Mächtigkeit von 0,5—1 m an, während dort die stärksten Flöze nicht 3 m überschreiten. Im Saar-Nahegebiete erreicht das Flöz Blücher in der Grube Dudweiler 4,08 m Mächtigkeit: 4 m reine Steinkohle ohne Zwischenmittel; welche grosse Masse von Pflanzenstoffen gehört dazu, um dieses 4 m dicke Kohlenflöz zu erzeugen und über eine Fläche von mehreren Quadratkilometern auszubreiten! Die Mächtigkeit der einzelnen Flöze bleibt natürlich entsprechend ihrer Entstehung auf grössere Strecken hin nicht immer die gleiche, und die Flöze keilen sich auch gelegentlich zwischen den Mitteln vollständig aus. Immerhin bedecken die einzelnen Kohlenflöze erstaunlich grosse Flächen und halten so weit aus, dass die mächtigeren Flöze als sogen. Leitflöze gewöhnlich durch die ganze Weite ein und desselben Kohlenbeckens verfolgt werden können.

Diese Verhältnisse setzen einerseits eine verhältnismässig schnelle Entstehung der einzelnen Pflanzenlager (Kohlenflöze) und ihrer Zwischenmittel voraus: daher werden zuweilen noch aufrechtstehende Baumstämme mit ihren Wurzelstöcken in den Kohlensandsteinen angetroffen. Andererseits müssen auch zur Entstehung so mächtiger uud so zahlreicher Kohlenflöze die äusseren physikalischen Verhältnisse durch sehr lange Zeiten hindurch ganz gleichmässige geblieben sein.

Die Anzahl der Kohlenflöze und das Verhältnis ihrer Gesamtmächtigkeit zu derjenigen der flözleeren Zwischenmittel (der Sandsteine, Schieferthone etc.) sind in den verschiedenen Kohlenrevieren verschieden: bei Mons in Belgien zählt man 156 Flöze von 0,1—1,6 m Dicke bei einer Gesamtmächtigkeit des Oberkarbon von ca. 2300 m; bei Lüttich kannte Dumont 85 Flöze; bei Aachen werden in der Eschweiler Mulde 48 Flöze gezählt mit zusammen 20 m Steinkohle bei 1560 m Mächtigkeit der ganzen Stufe; in der Wormmulde ist erst der obere Teil des Oberkarbon bis 592 m durchteuft worden, und fand man in demselben 45 Flöze mit 26 m Steinkohle [1]). An der unteren Ruhr kennt Achepohl [2]) im Profil bei Essen in Westfalen 145 Flöze mit zusammen 111 m Steinkohle bei 3100 m Mächtigkeit des ganzen produktiven Kohlengebirges, und bei Bochum 104 Flöze mit 94 m Kohle bei 2176 m Gesamtmächtigkeit.

Im Saar-Nahebecken wurde auch, wie im Wormrevier bei Aachen, das Liegende des Oberkarbon noch nicht erreicht: die Saarbrücker Schichten kennt man jetzt in einer Gesamtmächtigkeit von 2671 m im Westfelde mit 341 Flözen und 134 m Steinkohle, und im Ostfelde von 1667 m Mächtigkeit mit 233 Flözen und 126 m Kohle.

Die Qualität der Steinkohlen ist in den übereinander liegenden Horizonten des Oberkarbon im Gebiete des niederrheinischen Schiefergebirges eine verschiedene: im allgemeinen gilt als Regel, dass je tiefer ein Flöz in einer Kohlenmulde liegt, um so ärmer ist die Kohle desselben an gasförmigen Bestandteilen (Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff) im Verhältnis zum Gehalt an Kohlenstoff; die Gase werden durch den Druck der überlagernden Schichten aus den Steinkohlen ausgepresst. Nach dem Verhältnis des Kohlenstoffes zu den Gasen unterscheidet man bei den Steinkohlen (nach Abzug des Aschengehaltes):

a. Sand- oder magere Kohlen mit . . . . . 91—94 % C.
b. Sinter- oder Esskohlen mit . . . . . . 89,5—92 % C.
c. Backkohlen (zur Verkokung geeignet) mit . 84—88 % C.
d. Gaskohlen (reich an Gas, daher zur Leuchtgasfabrikation geeignet) mit . . . . . . 81,5—85 % C.
e. Gasflammkohlen („Charbons à gaz et flenus") mit . . . . 74—80 % C.

Die Back- und Gaskohlen werden auch zusammen als „Fettkohlen" bezeichnet. Der Aschengehalt wechselt sehr in den Steinkohlen: im Inde- und Wormrevier beträgt er 2—9 %; im Ruhrbecken in Westfalen 1—14 %; im Saar-Nahegebiete ist er im Durchschnitt höher als bei den ersteren und steigt bis 18 %.

Im Saarbecken sind bisher nur gasreiche Steinkohlen abgebaut worden mit etwa 9—12 % Sauerstoff: die Saarkohle ist daher vorzüglich geeignet zur Ausbringung des Leuchtgases und für Flammfeuerung (in den Hochöfen zum Ausschmelzen der Erze etc.); dagegen besitzt

---

[1]) H. von Dechen, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche S. 268 u. 283. Berlin 1873.

[2]) L. Achepohl, Das niederrheinisch-westfälische Steinkohlengebirge. Essen und Leipzig 1880/83. Mit geognost. Karte. 1885.

sie einen geringen Heizeffekt, ist nicht zur Verkokung zu brauchen und gibt starken Russ. In den liegendsten Flözen an der Saar kommen etwas backende Gaskohlen vor. Die westfälischen Steinkohlen sind vorwiegend backende Kohlen, zur Verkokung hervorragend geeignet; die Backkohlen sind verhältnismässig arm an Sauerstoff, reich an Wasserstoff, umgekehrt wie bei den Gaskohlen. Die Steinkohlenflöze im Wormrevier bei Aachen enthalten nur magere (Anthracit-) Kohlen und Sinterkohlen, also an Gasen ärmere Kohlen; im Inderevier bei Eschweiler herrschen die Sinterkohlen vor, jedoch sind hier auch einige Flöze mit backenden Kohlen vorhanden [1]).

Die Einteilung der Flözpartien nach der Beschaffenheit der Steinkohlen in den einzelnen Kohlenrevieren ist der Natur der Sache nach eine unbestimmte; doch ist die andere, allein sichere Ordnung der Flöze nach den in ihnen enthaltenen Pflanzenarten noch nicht durchgeführt; es bleibt daher vorläufig jene Einteilung noch bestehen. Wir werden nun die Verhältnisse des Oberkarbon in den verschiedenen Steinkohlenrevieren nacheinander betrachten.

a. In Belgien und Nordfrankreich.

(Siehe die Uebersichtstabelle III.)

Das produktive Steinkohlengebirge am Nordwestrande des niederrheinischen Schiefergebirges ist nicht allein in den zu Tage tretenden Mulden bei Lüttich, Namur, Charleroi, Mons und zwischen Calais und Boulogne bekannt, sondern auch in den zwischen diesen Mulden liegenden Strecken unter den Kreide- und Tertiärdecken in ergiebiger Weise erbohrt worden, so dass wir dasselbe in einem kontinuierlichen Bande vom Kanal bis zur Kölner Rheinbucht ziemlich genau kennen. Ueberall in dieser ca. 300 km langen Strecke ruht das Oberkarbon auf dem Kohlenkalke.

Gosselet teilt das belgisch-französische Oberkarbon in fünf Zonen ein, vom Liegenden über dem Kohlenkalk beginnend:

a. Zone mit Productus carbonarius de Kon.; Thonschiefer, Grauwacken, Kieselschiefer und unreine Kalke mit der marinen Fauna des Goniatites diadema; arm an Kohlenflözen.

b. Zone der mageren Kohlen, vorwiegend gebildet aus Sigillarien und Lepidodendren, den charakteristischen Kohlenbäumen zu den Lycopodiaceen, den Bärlappgewächsen gehörig; dazu einige Farne, so

Pecopteris pennaeformis Brong.
Alethopteris lonchitica Brong.

c. Zone der halbfetten (Sinter-) Kohlen, aus Sphenopteris-Arten und Sigillarien zusammengesetzt, enthaltend unter anderen:

Sigillaria mammillaris Brong.
— elegans Brong.
Sphenopteris Hoeninghausi Brong.
— furcata Brong.

[1]) Geinitz, Fleck und Hartig, Die Steinkohlen Deutschlands und anderer Länder Europas, 2 Bde. mit Atlas, München 1865; darin II. Kap. 9: Fleck, Die chemische Zusammensetzung der Kohlen.

d. Zone der Fett- (Back- und Gas-) Kohlen, unter anderen Farnen und Siegelbäumen mit:

Sphenopteris nummularia Gutb.
— macilenta Liudl.
Neuropteris gigantea Sternbg.
Alethopteris Serli Göpp.
— Grandini Brong.
Trigonocarpum Noeggerathi Brong., Früchten, welche für Sigillariensamen gehalten werden.

Diese Zone d wird in Belgien jetzt am meisten abgebaut und streicht durch alle Mulden hindurch.

e. Zone der Gasflammkohlen (Charbons à gaz et wenus), welche an Pflanzen unter anderen enthält:

Pecopteris abbreviata Brong.
Sphenopteris coralloïdes Gutb.
Sigillaria tessellata Brong.

Diese Zone e ist besonders mächtig ausgebildet im Kohlenbecken von Mons.

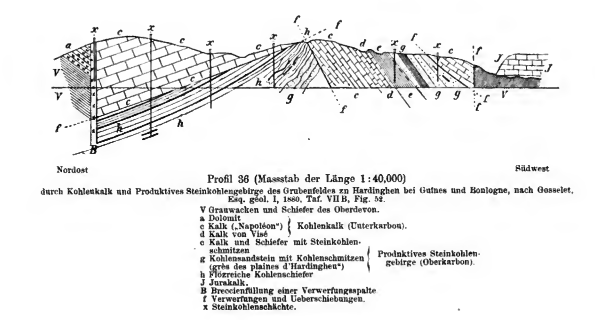
Verfolgen wir die belgisch-französischen Steinkohlenablagerungen von West nach Ost, so finden wir dieselben zunächst in dem bereits mehrfach erwähnten wichtigen Silur-, Devon- und Karbon-Aufbruch bei Guines und Caffiers zwischen Boulogne und Calais; hier folgen bei Carvin und Auchy-au-Bois unmittelbar über dem Kohlenkalk Schiefer mit unreinen Kalken und mit einigen unregelmässigen Kohlenflözen, sowie pyrithaltige Schiefer, enthaltend die Fauna des Goniatites diadema, und zwar:

Productus carbonarius de Kon.
— semireticulatus Flem.
— marginalis de Kon.
Spirifer marginalis Sow.

Darüber folgen mächtige Sandsteine mit Pflanzenresten (grès des plaines d'Hardinghen) mit Steinkohlenschmitzen; endlich die flözreichen Kohlenschiefer. Die komplicierte Lagerung der karbonischen Schichten dieser Gegend ist ersichtlich aus dem obigen Profil 32 S. 118 und dem folgenden Profile (S. 130).

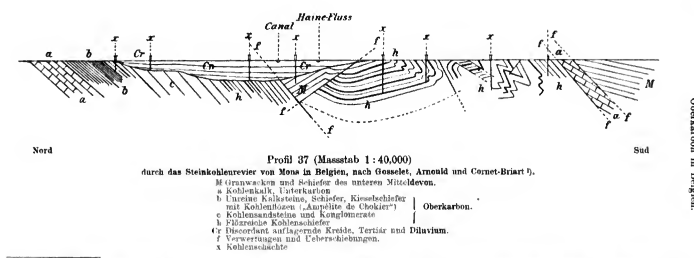
Bei Mons in Belgien beginnen Kohlenschiefer und Kieselschiefer mit Sandsteinbänken wechselnd das Oberkarbon; in den Schiefern liegt eine Schicht, welche zahlreiche Posidonomyen, Productus, Phillipsia und andere Fossilien enthält; darüber folgen Schiefer mit schwachen Kohlenflözen und mit Productus carbonarius und Chonetes Laguessiana; endlich mächtige Grauwacken und Konglomerate, welche sich durch das ganze Becken von Mons und Charleroi verfolgen lassen [1]). Erst über diesen Kohlensandsteinen lagern die flözreichen Kohlenschiefer.

[1]) Diese Konglomerate und Grauwacken bezeichnet Mourlon in seiner Geologie von Belgien (1880, S. 119) als Schichten von Monceau-sur-Sambre; fälschlich vergleicht Mourlon dieselben mit den sogen. „flözleeren Sandsteinen“ von H. von Dechen in Westfalen, da die letzteren als Kulmgrauwacken unter dem Horizont des Goniatites diadema, die ersteren aber als Kohlensandsteine über demselben Horizonte liegen.



Profil 36 (Massstab der Länge 1:40,000)
durch Kohlenkalk und Produktives Steinkohlengebirge des Grubenfeldes zu Hardinghen bei Guines und Boulogne, nach Gosselet, Esq. géol. I, 1880, Taf. VII B, Fig. 52.

V Grauwacken und Schiefer des Oberdevon.
a Dolomit
c Kalk („Napoléon“)
d Kalk von Visé
} Kohlenkalk (Unterkarbon).
e Kalk und Schiefer mit Steinkohlenschmitzen
g Kohlensandstein mit Kohlenschmitzen (grès des plaines d'Hardinghen“)
} Produktives Steinkohlengebirge (Oberkarbon).
h Flözreiche Kohlenschiefer
J Jurakalk.
B Breccienfüllung einer Verwerfungsspalte
f Verwerfungen und Ueberschiebungen.
x Steinkohlenschächte.



Profil 37 (Massstab 1 : 40,000)

durch das Steinkohlenrevier von Mons in Belgien, nach Gosselet, Arnould und Cornet-Briart [1]).

M Granwacken und Schiefer des unteren Mitteldevon.
a Kohlenkalk, Unterkarbon
b Unreine Kalksteine, Schiefer, Kieselschiefer mit Kohlenflözen („Ampélite de Chokier") } Oberkarbon.
c Kohlensandsteine und Konglomerate
h Flözreiche Kohlenschiefer
Cr Discordant auflagernde Kreide, Tertiär und Diluvium.
f Verwerfungen und Ueberschiebungen.
x Kohlenschächte

---

[1]) J. Gosselet, Esquisse géologique du Nord de la France, Lille 1880, I, Taf. VIII B, Fig. 155. — G. Arnould, Mémoire historique et descriptif sur le bassin houiller du couchant de Mons, Bruxelles 1878. — Cornet et Briart, Sur le relief du sol en Belgique après les temps paléozoiques, in Ann. Soc. géol. de Belgique IV. Bd., S. 71—142, mit Profilen. Liège 1877.

Ueber den unteren Teil des Oberkarbon im Maasthale von Corphalie bei Huy gibt Max Braun [1]) bereits im Jahre 1847 das folgende Profil über dem Kohlenkalk:

a. Feinkörniger Sandstein, 1—2 m mächtig.

b. Alaunschiefer mit Schieferthon und Sandstein wechselnd, mit drei Kohlenflözen einer mageren Sinterkohle, 20—30 m mächtig.

c. Kohlenschiefer und Sandsteine ohne Kohlenflöze, 400 m mächtig.

d. Flözreiche Kohlenschiefer, im Hangenden.

Die Zone b der Alaunschiefer enthält etwas weiter unterhalb Huy bei Chokier an der Maas Kieselschiefer und eine längst bekannte reiche marine Fauna, welche in schwarzen Nierenkalken und Thoneisensteinen zwischen den Alaunschiefern gefunden wird. Aus diesen sogen. „Ampéliten von Chokier" wurden durch Gosselet, Mourlon, de Koninck und andere [2]) die folgenden Tierreste beschrieben:

Productus carbonarius de Kon.
— semireticulatus Mart.
— marginalis de Kon.
Lingula parallela Phil.
Streptorhynchus crenistria Dav.
Spirifer mesogonius M'Coy.
— glaber Mart.
— trigonalis Sow.
Chonetes Laguessiana de Kon.
Mytilus ampelitica de Rickh.
Avicula papyracea M'Coy.
Schizodus sulcatus Sow.
Posidonomya Becheri Bronn.
Goniatites diadema Gldf.
— Listeri Mart.
— atratus Gldf.
Orthoceras dilatatum de Kon.
— Koninckianum d'Orb.
— pygmaeum de Kon.
— strigillatum de Kon.
Nautilus subsulcatus Phil.
Phillipsia sp.
Entomis concentrica de Kon.

und Fischreste von:

Megalichthys Agassizianus de Kon.
Akrolepis Hopkinsi M'Coy.
Campodus Agassizianus de Kon.

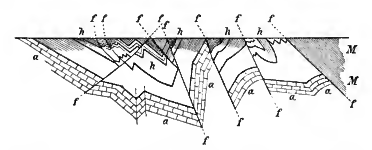
Die Mächtigkeit der Ampélite von Chokier mit der Fauna des Goniatites diadema in Belgien schätzt Gosselet auf 30—100 m.

In den flözreichen oberen Partien des belgisch-französischen Stein-

[1]) Max Braun in der oben S. 120 Anmerkung 3 citierten Abhandlung.

[2]) Siehe auch E. Beyrich, De goniatitis in montibus rhenanis occurrentibus. S. 14—16, Berolini 1837; und F. Römer, Geologie von Oberschlesien, S. 76—98. Breslau 1870.

kohlengebirges wurden bisher noch keine Goniatiten gefunden; jedoch erscheinen in denselben ebenso häufig wie in den deutschen Kohlenrevieren die Betten von Anthracosien-Schalen, deren Lage von Briart und Cornet und von Malherbe[1]) in verschiedenen Horizonten bis hinauf in die hangendsten Flöze angegeben wird. Die Zwischenmittel zwischen den Steinkohlenflözen der belgisch-französischen Reviere bestehen wie gewöhnlich in Schieferthonen und Sandsteinen, resp. Grauwacken. Die Mächtigkeit des ganzen belgisch-französischen Oberkarbons wird von Gosselet (Esq. géol. I, 1880, S. 166) auf 2100 m angegeben, während er das Unterkarbon (Kohlenkalk) auf 750 m schätzt.



Profil 38 (Massstab 1:100,000)
durch das Steinkohlenbecken bei Lüttich in Belgien, nach Gosselet, Esq. géol. I, Taf. VIII B, Fig. 54.

m Grauwacken und Schiefer des Mitteldevon.
a Kohlenkalk, Unterkarbon.
h Flözreiche Kohlenschiefer des Oberkarbon.
f Verwerfungen und Ueberschiebungen.

b. Die Aachener Kohlenreviere.

In der Eschweiler- (oder Inde-) Mulde bei Aachen sind die Verhältnisse des Oberkarbon die gleichen wie in Belgien: die liegendsten Schichten enthalten 150—200 m über dem Kohlenkalk drei unregelmässige Kohlenflöze und eine Fauna, in welcher Goniatites diadema und Avicula papyracea genannt werden[2]). Darüber folgen 6—800 m mächtige flözleere Sandsteine, Konglomerate und Kohlenschiefer, endlich die flözreichen hangenden Ablagerungen. Die Lagerung der Schichten ist an der Inde eine regelmässig muldenförmige, wie das folgende Profil zeigt. Die Ausdehnung der Indemulde ist keine grosse: die Längsachse liegt im nordöstlichen Streichen des Gebirges und ist 6 km

[1]) Briart et Cornet, Notice sur la position stratigraphique des lits coquilliers dans le terrain houiller du Hainaut, Bull. Acad. roy. de Belgique, 41. Jahrg., série II, Bd. 33, S. 21—31, Bruxelles 1872; und Malherbe, Note sur les Cardinies (= Anthracosia) rencontrées dans le bassin houiller de Liège, daselbst Bd. 32, S. 373—377. Bruxelles 1871.

[2]) H. von Dechen, Die Steinkohlenreviere in der Gegend von Aachen, S. 167, in dem oben S. 128 Anmerkung 1 genannten Werke von Geinitz, Fleck etc. Bd. I, Kap. VI. München 1865.

lang; die Querachse hat nur 2 km Länge. Nach Südwesten hebt sich die Mulde aus; auf der Nordostseite bei Eschweiler wird sie quer abgeschnitten durch eine Verwerfung, welche die Fortsetzung derselben in grosse Tiefen versinken liess. Jedoch sind neuerdings auch östlich dieser Verwerfung („der Sandgewand" wird dieser Verwurf genannt) bei Eschweiler und Bergrath die tiefliegenden Flözpartien unter dem aufgeschwemmten Diluvium erbohrt worden. Die Kohlenflöze der Eschweiler Hauptmulde werden in kurzer Zeit vollständig abgebaut sein (Profil Seite 135).

Die Kohlenmulde an der Inde bei Eschweiler wird durch die Aachener Sattelüberschiebung des Mittel- und Oberdevon getrennt von dem nördlich von Aachen gelegenen, ausgedehnten Kohlenreviere an der Worm. Der Thaleinschnitt des Wormflusses entblösst direkt die flözreichen Steinkohlenschichten von Aachen an bis gegen Herzogenrath, während dieselben im übrigen bedeckt sind von discordant auflagernden Kreide-, Tertiär- und Diluvialstufen. Unter diesem „aufgeschwemmten Gebirge" sind die Steinkohlenflöze in grosser Verbreitung an vielen Orten durch den Bergbau und durch Bohrungen in vortrefflicher Weise aufgeschlossen und bekannt geworden: die genauen und schönen Grubenmodelle und -Aufrisse der Bergwerksdirektion zu Kohlscheid geben ein sehr anschauliches Bild der Lagerung der Steinkohlenschichten im Wormreviere; das folgende Profil (S. 136) ist zum Teil diesen Modellen entnommen (in sehr verkleinertem Massstabe).

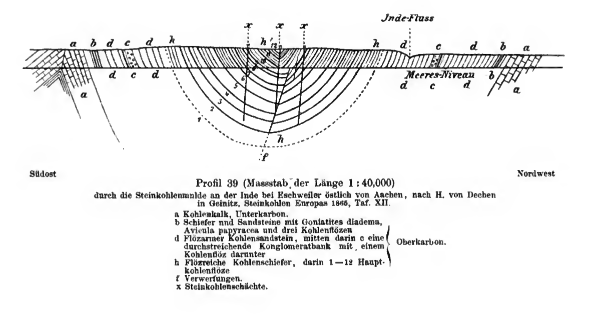
Die vielfach sich im Grubenfelde an der Worm wiederholenden Sättel und Mulden zeigen im Süden steiles, zum Teil überkipptes Einfallen, während die Sattelflügel nach Norden immer flacher sich ausbreiten; ausserdem stehen die in Nord einfallenden Sattelflügel, welche im Wormreviere „die Rechten" genannt werden, stets steiler als die in Süd einfallenden, welche „die Platten" heissen. Bemerkenswert in Bezug auf die Mechanik der Zusammenstauung des Gebirges ist es, dass die Sattelflügel in der Regel plane Flächen, seltener gebogene Flächen sind, und dass die Umbiegung in den Sattel- und Muldenlinien derartig scharf ist, dass der Krümmungsradius einer solchen Schichtenumbiegung zumeist nur 1—3 m beträgt; auf Profilzeichnungen in kleinem Massstabe erscheinen daher notwendigerweise die Sattel- und Muldenumbiegungen meistens in scharfen Winkeln, nicht gebogen. Einige Details aus den Gruben des Wormrevieres sind in den folgenden Profilen dargestellt (S. 137—139) [1].

Dass die Steinkohlenschichten längs des Südrandes des Wormrevieres viel stärker zusammengefaltet sind als in den nördlichen Grubenfeldern und dass überkippte Sättel überhaupt nur in den südlichen Feldern vorkommen, im Norden dagegen nur flach ausgebreitete Sättel, daraus darf mit Recht geschlossen werden, dass der zusammenstauende Gebirgsdruck auf das Oberkarbon an der Worm von Süd oder genauer von Südsüdost her wirkte; die Schichten im Wormreviere streichen im allgemeinen von Westsüdwest in Ostnordost.

---

[1] Diese Zeichnungen verdanke ich der Güte des Herrn Hilt, Grubendirektor der „Vereinigungs-Gesellschaft im Wormrevier" zu Kohlscheid bei Aachen.





Profil 39 (Massstab der Länge 1 : 40,000)

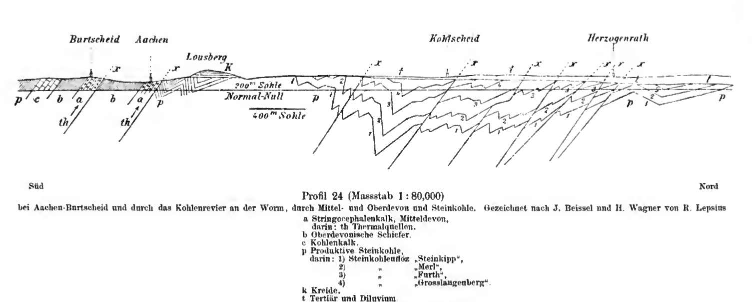
durch die Steinkohlenmulde an der Inde bei Eschweiler östlich von Aachen, nach H. von Dechen in Geinitz, Steinkohlen Europas 1865, Taf. XII.

a Kohlenkalk, Unterkarbon.

b Schiefer und Sandsteine mit Goniatites diadema, Avicula papyracea und drei Kohlenflözen
d Flözarmer Kohlensandstein, mitten darin c eine durchstreichende Konglomeratbank mit einem Kohlenflöz darunter
h Flözreiche Kohlenschiefer, darin 1—12 Hauptkohlenflöze
} Oberkarbon.

f Verwerfungen.

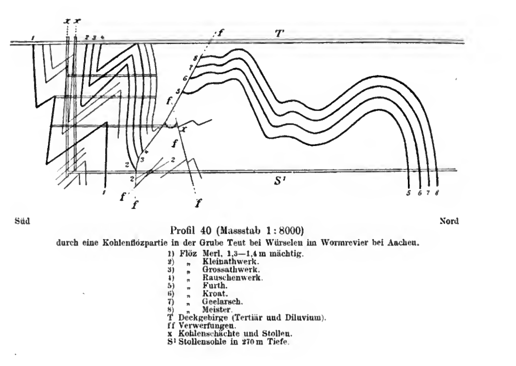
x Steinkohlenschächte.



Profil 24 (Massstab 1 : 80,000)

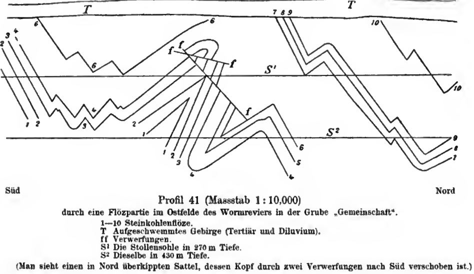
bei Aachen-Burtscheid und durch das Kohlenrevier an der Worm, durch Mittel- und Oberdevon und Steinkohle. Gezeichnet nach J. Beissel und H. Wagner von R. Lepsius

a Stringocephalenkalk, Mitteldevon,
  darin: th Thermalquellen.
b Oberdevonische Schiefer.
c Kohlenkalk.
p Produktive Steinkohle,
  darin: 1) Steinkohlenflöz „Steinkipp",
  2) „ „Merl",
  3) „ „Furth",
  4) „ „Grosslangenberg".
k Kreide.
t Tertiär und Diluvium.
x Verwerfungen und Ueberschiebungen.

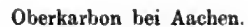


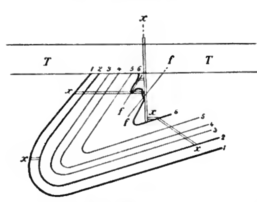
Profil 40 (Massstab 1 : 8000)
durch eine Kohlenflözpartie in der Grube Teut bei Würselen im Wormrevier bei Aachen.

1) Flöz Merl, 1,3—1,4 m mächtig.
2) „ Kleinathwerk.
3) „ Grossathwerk.
4) „ Rauschenwerk.
5) „ Furth.
6) „ Kroat.
7) „ Geelarsch.
8) „ Meister.
T Deckgebirge (Tertiär und Diluvium).
ff Verwerfungen.
x Kohlenschächte und Stollen.
S¹ Stollensohle in 270 m Tiefe.



Profil 41 (Massstab 1 : 10,000)
durch eine Flözpartie im Ostfelde des Wormreviers in der Grube „Gemeinschaft“.
1—10 Steinkohlenflöze.
T Aufgeschwemmtes Gebirge (Tertiär und Diluvium).
ff Verwerfungen.
S^1 Die Stollensohle in 270 m Tiefe.
S^2 Dieselbe in 430 m Tiefe.
(Man sieht einen in Nord überkippten Sattel, dessen Kopf durch zwei Verwerfungen nach Süd verschoben ist.)



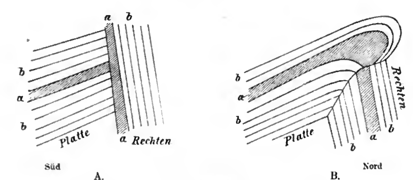


Süd Nord

Profil 42 (Massstab 1 : 4000)

durch eine Steinkohlenflözpartie in der Grube Neuprick bei Kirchrath im Wormrevier; eine überkippte Mulde mit Doppelfaltung der innersten Flözpartien.

1) Flöz Grossmühlenbach, 1,1 m mächtig.
2) Flöz Kleinmühlenbach, 1 m mächtig.
3—5) Flöze von 20—40 cm Mächtigkeit.
6) Flöz Merl, 1,3—1,4 m mächtig.
f Kleine Verwerfungssprünge.
T Deckgebirge (Tertiär und Diluvium).
x Schächte und Querschläge.



Profil 43 (Massstab 1 : 500)

aus Steinkohlenflözpartien im Wormrevier.

A Verquetschung des Rechten an der Platte im Sattelbruch.
B „Phrygische Mütze" bei Ueberquetschung der Platte über den Rechten im Sattelkopf; Anschwellen des Kohlenflözes durch Zusammenstauung.
a Steinkohlenflöze.
b Kohlenschiefer.

Die Steinkohlenmulden im Wormreviere heben sich gegen Westen zu aus; im Süden beginnen die liegendsten Flöze ca. 3 km nördlich von Aachen. Im Norden wird das Deckgebirge des Tertiär und Diluvium immer mächtiger; jedoch werden die Flözpartien noch jenseits der niederländischen Grenze bei Kirchrath (Kerkrade) abgebaut und sind gegen Nordosten noch bei Borschelen zwischen Herzogenrath und Geilenkirchen in einer Tiefe von 197,6 m unter Tag erbohrt worden. Auf

der Ostseite sinkt das Steinkohlengebirge im Wormrevier, ebenso wie an der Inde, mit mehreren Verwerfungssprüngen zur Versenkung in der Kölner Bucht hin allmählich ab: ein bedeutender Sprung von 300 bis 400 m Höhe, „der Feldbiss", geht von Elchenrath in Nordwest über Bardenberg bis über die niederländische Grenze zwischen Herzogenrath und Kirchrath. Eine zweite noch grössere Verwerfung, „der Sandgewand", zieht etwa 6 km östlich des ersten Sprunges von Höngen in Nordnordwest an Schaufenberg vorbei und bildet die nördliche Fortsetzung des „Sandgewand", welcher die Eschweiler Mulde östlich abschneidet; diese Verwerfungsspalte des Sandgewand ist bis jetzt auf eine Länge von etwa 17 km bekannt; östlich des Sandgewandsprunges ist das auflagernde Deckgebirge noch nicht durchbohrt worden. Eine dritte Verwerfung, „der westliche Hauptsprung", liegt zwischen diesen beiden ersten Sprüngen auf der Westseite von Höngen und streicht in Westnordwest; an diesem Sprunge „liegt das südwestliche Gebirgsstück tiefer als das nordöstliche: der Teufenunterschied beträgt an einer Stelle 35,6 m" [1]). Die Kohlen im Wormreviere westlich des Feldbiss sind zumeist anthracitische, magere Steinkohlen („Sandkohle") mit einem durchschnittlichen Gehalt an Kohlenstoff von 87—90 % (nach Abzug der Asche); nur in den hangendsten Flözen liegen Sinterkohlen. Im Ostfelde dagegen bei Höngen enthalten die liegendsten Flöze Sinterkohlen und die hangenden Flözpartien bereits eine backende Sinterkohle.

Aus dem Wormreviere sind bisher nur wenige Versteinerungen bekannt geworden; es werden angeführt:

Goniatites diadema Gldf.
Productus cora d'Orb.
Anthracosien, häufig.

Diese Fossilien wurden z. B. sehr häufig in den Schieferthonen zwischen den liegendsten Kohlenflözen der Grube Maria bei Höngen gefunden. Für die Bestimmung der Pflanzenreste der Steinkohlenschichten im Wormreviere wurde bisher noch wenig gethan.

Die Flözpartien in dem Wormreviere sind in der nordöstlichen Streichrichtung der Mulden in einer Strecke von 10—12 km und quer dazu in der nordwestlichen Richtung in einer Strecke von 6—8 km bekannt; der im Abbau stehende Flächenraum hat eine Ausdehnung von etwa 30 qkm; unter dem Deckgebirge könnten noch weitere Flözpartien, allerdings in grösserer Tiefe, in Anspruch genommen werden.

Dass das Steinkohlengebirge im Wormreviere mit demjenigen an der unteren Ruhr in Westfalen unter den mächtig auflagernden tertiären und diluvialen Stufen in direkter Verbindung steht, ist als sicher anzunehmen, nachdem dasselbe neuerdings auch bei Erkelenz, halbwegs zwischen Krefeld und Aachen gelegen, in einer Tiefe von 100 m erbohrt worden ist.

---

[1]) H. Wagner, Beschreibung des Bergreviers Aachen (S. 31), mit 2 Karten. Bonn 1881.

c. Das Steinkohlengebirge an der Ruhr.

Auf dem linken Rheinufer in den Konzessionen gegenüber Ruhrort zwischen Krefeld und Geldern sind an vielen Stellen die Steinkohlenschichten unter dem Tertiär und Diluvium erbohrt; jedoch werden die Flöze dieses tiefliegenden Kohlengebirges bis jetzt nur in der Grube Rheinpreussen bei Mörs abgebaut. Es ist bemerkenswert, dass diese Felder auf dem westlichen Ausgehen des rechtsrheinischen Ruhrbeckens, obwohl sie die Fortsetzung des Aachener Wormreviers bilden, doch um 50—60 km weiter als das letztere gegen Norden vorgeschoben liegen; das in der Kölner Bucht versunkene Steinkohlengebirge muss also von Herzogenrath an der Worm aus sein bisheriges nordöstliches Streichen mehr gegen Nordnordost richten, um über Erkelenz und Krefeld nach Ruhrort zu gelangen.

Die flözreiche Oberkarbonstufe in Westfalen lagert ungefähr in dem Dreieck, dessen Ecken durch die Orte Barmen, Ruhrort und Hamm bezeichnet werden. Die südlichen, zum Teil flözarmen und zugleich älteren Schichten der Stufe liegen an der unteren Ruhr zu Tage, während die jüngeren flözreichen, nördlichen Kohlenschichten in der Richtung Essen-Bochum-Dortmund unter die discordant auflagernden Kreideablagerungen untertauchen. Die untere Emscher, ein Fluss, der 5 km unterhalb Ruhrort in den Rhein mündet, bezeichnet etwa die nördliche Grenze, bis zu welcher bisher die Kohlenflöze unter der Kreide in Angriff genommen wurden. Jedoch ist die Steinkohle auch noch weiter nördlich erbohrt worden: so an der unteren Lippe in 628 m und bei Hamm in 675 m Tiefe unter der Oberfläche der Kreide.

Ueber den Kulmgrauwacken auf der Südseite (im Liegenden) des produktiven Steinkohlengebirges enthalten die unteren Flözpartien an vielen Orten Thoneisenstein und Kalknieren mit der Fauna des Goniatites diadema, wie wir sie aus Belgien, besonders von Chokier an der Maas, kennen lernten; und zwar fanden sich in den Gruben bei Werden, Dilldorf, Hattingen, Wengern, Wetter und in der Grube Neu-Hiddingshausen zwischen Wetter und Sprockhövel zahlreiche Goniatiten [1]). Achepohl [2]) stellt den Horizont dieser marinen Fauna an der unteren Ruhr über das erste Leitflöz, welches das zwölfte Steinkohlenflöz von der Basis des Oberkarbon an gerechnet ist. Dieses tiefste Leitflöz liegt an den verschiedenen angegebenen Orten 230—333 m über dem liegendsten Flöze nach der Einteilung von L. Achepohl [3]). Aus diesem Horizont sind bisher bekannt geworden:

Goniatites Listeri Mart.
Avicula papyracea M'Coy.

---

[1]) Siehe R. Ludwig, Meerconchylien aus der produktiven Steinkohlenformation an der Ruhr, in Palaeontographica Bd. X, S. 276—291. Kassel 1861/63.

[2]) L. Achepohl in dem oben S. 127 Anmerkung 2 citierten Werke.

[3]) R. Ludwig setzt die Eisensteine mit der Goniatitenfauna von Neu-Hiddingshausen 30—36 m über die Grenze, welche er als untere Grenze des produktiven Steinkohlengebirges betrachtet; diese Grenze zwischen den Kulmgrauwacken und dem Oberkarbon ist natürlich keine scharf bestimmbare.

Ein zweites Lager von Goniatiten, Orthoceratiten und Meeresmuscheln, deren Arten noch nicht bestimmt wurden, befindet sich in den hangenden Flözpartien des Ruhrbeckens, und zwar etwa 1000 m über jenem ersten Horizonte, und zwar in dem fünften Leitflöz, dem Flöz Nr. 63 nach Achepohls Einteilung; in diesem Flöze kommt die Fauna vor in den Kohlengruben bei Oberhausen, Bochum und Essen. In den zwischen dem ersten und zweiten Goniatiten-Horizonte lagernden Flözpartien gehen häufig Schalenbetten der Anthracosien durch, deren Teilung in verschiedene Arten durch Ludwig [1]) und Achepohl noch zweifelhaft erscheint; auch Posidonomyen werden neben den Anthracosien erwähnt.

Die reiche Steinkohlenflora des Ruhrbeckens wurde von Major von Röhl eingehend beschrieben [2]); doch ist es noch nicht gelungen, verschiedene Horizonte nach den Pflanzenresten in den Flözzügen zu unterscheiden, da es zumeist nicht bekannt wird, aus welchen Schichten der Tiefe die auf den Halden gesammelten Pflanzenabdrücke der Schieferthone stammen. Die von Röhl beschriebene Flora des Ruhrbeckens enthält zahlreiche Arten von Calamites; von Farnen die Gattungen Neuropteris, Odontopteris, Schizopteris, Sphenopteris, Alethopteris, Pecopteris; viele Sigillarien und Lepidodendren, und von Cycadeen die Gattungen Noeggerathia und Pterophyllum.

Ueber die Flözzüge im Ruhrbecken gibt H. von Dechen (1884, S. 240—242) eine treffliche Uebersicht, deren wesentliche Angaben wir hier folgen lassen [3]); vom Liegenden ins Hangende fortschreitend, lagern übereinander:

I. Flözzug, Sandkohlen (magere Kohlen), mit 21 bau- und 11 unbauwürdigen Flözen, zusammen mit 17,93 m Steinkohle bei 745 m Gesamtmächtigkeit. Leitflöz „Hunsnocken".
   a. Flözleere Sandsteine, Konglomerate und Schieferletten, 84 m mächtig.

II. Flözzug, Sinter- (Lokalname „Ess"-) Kohlen, mit 7 bau- und 11 unbauwürdigen Flözen, welche zusammen 7,05 m Steinkohle bei 122 m Gesamtmächtigkeit besitzen. Leitflöz „Sonnenschein".

III. Flözzug, Back- (Fett- oder Koks-) Kohlen, in 19 bau- und 21 unbauwürdigen Flözen mit 23,15 m Steinkohle bei 523 m Gesamtmächtigkeit. Leitflöz „Röttgersbank".
   b. Flözleere Sandsteine und Schieferthone, 70 m mächtig.

IV. Flözzug, Gaskohlen, in 8 bauwürdigen Flözen mit 9,76 m Steinkohle bei 112 m Gesamtmächtigkeit.

V. Flözzug, Gasflammkohlen:

---

[1]) R. Ludwig, Die Najaden der rheinisch-westfälischen Steinkohlenformation, Palaeontographica Bd. VIII, S. 31—38 und S. 182—194. Kassel 1859 und 1861.

[2]) von Röhl, Fossile Flora der Steinkohlenformation Westfalens, einschliesslich Piesberg bei Osnabrück, Palaeontographica Bd. XVIII. Kassel 1868.

[3]) Siehe auch F. Lottner, Das westfälische Steinkohlengebirge. Zur Flözkarte des westfäl. Steinkohlengebirges. 2. Ausg. Iserlohn 1868.

1) Untere Gruppe, 18 bau- und 31 unbauwürdige Flöze mit zusammen 20,08 m Steinkohle bei 397 m Gesamtmächtigkeit.
   a. Flözleeres Mittel.
2) Mittlere Gruppe, 11 bau- und 13 unbauwürdige Flöze mit 12,39 m Steinkohle bei 371 m Gesamtmächtigkeit.
   b. Flözleeres Mittel.
3) Obere Gruppe, 6 bau- und 6 unbauwürdige Flöze mit 5,66 m Steinkohle in 138 m Gesamtmächtigkeit.

Aus H. von Dechens Uebersicht ergibt sich, dass im Ruhrbecken 90 bauwürdige Flöze mit 80,81 m Steinkohle und 86 unbauwürdige Flöze mit 15,21 m Steinkohle in einer Gesamtmächtigkeit des ganzen produktiven Steinkohlengebirges von 2622 m enthalten sind; also im ganzen 96 m Steinkohlenmächtigkeit! Die durchschnittliche Dicke eines bauwürdigen Flözes beträgt 89,8 cm, eines unbauwürdigen Flözes 17,7 cm. Die Uebersicht gibt Mittelwerte für die Mächtigkeit der Flöze und der Zwischenmittel aus vielen einzelnen Bestimmungen.

Die Lagerung der Flözzüge im westfälischen Steinkohlenbecken ist eine ähnliche wie im Wormrevier bei Aachen: die Steinkohlenschichten sind durch einen von Süden her wirkenden Gebirgsdruck in eine Reihe von ostnordöstlich streichenden Sätteln und Mulden zusammengeschoben; man zählt im Ruhrgebiet von Süden nach Norden fortschreitend fünf Hauptmulden: die Herzkämper, die Wittener, die Bochum-Dortmunder, die Essen-Stoppenberger und die Emscher Hauptmulden, deren jede wiederum eine Anzahl kleiner Mulden enthält. Die Steinkohlenmulden in Westfalen sind nicht so stark zusammengepresst als diejenigen an der Worm bei Aachen: daher fallen die Sattelflügel in der Regel flacher als dort; es kommen häufig Fallwinkel der Flügel von 60—80° vor, jedoch wurden die Sättel nirgends übergekippt und nur selten entstanden stärkere Ueberschiebungen in den streichenden Verwerfungen (Seite 144).

d. Die Steinkohlen an der Saar und Nahe [1].

Im Saar-Nahegebiete gelangt das liegende Unterkarbon nicht an die Erdoberfläche und ist auch noch nicht in den Gruben erreicht worden; daher haben wir bisher bei Betrachtung des karbonischen Systems von diesem Gebiete noch nicht gesprochen. Auch die älteste

[1] Die folgenden Angaben über das Saar-Nahegebiet haben wir zumeist entnommen dem vortrefflichen Werke von R. Nasse, Geologische Skizze des Saarbrückener Steinkohlengebirges, in Zeitschr. für Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuss. Staate, 32. Bd. Berlin 1884.

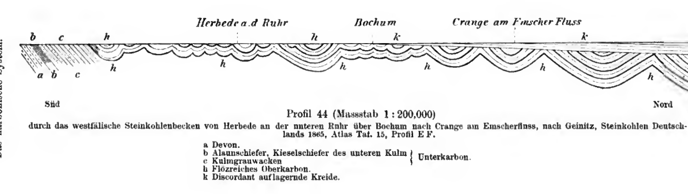
Siehe ausserdem über das Saar-Nahegebiet:

Ch. E. Weiss, Begründung von fünf geognostischen Abteilungen in den steinkohleführenden Schichten des Saar-Rheingebirges, Verhandl. Ver. Rheinl. Westf. 25. Jahrg., S. 63—134. Bonn 1868.

Derselbe, Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rheingebiete. Bonn 1869/72.

Derselbe und H. Laspeyres, Geognostische Uebersichtskarte des kohlenführenden Saar-Rheingebietes, im Massstabe 1 : 160,000. Berlin 1868.

H. Laspeyres, Kreuznach und Dürkheim an der Haardt, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 19 u. 20. Berlin 1867/68.



Profil 44 (Massstab 1 : 200,000)

durch das westfälische Steinkohlenbecken von Herbede an der nnteren Rnhr über Bochum nach Crange am Emscherfluss, nach Geinitz, Steinkohlen Deutschlands 1865, Atlas Taf. 15, Profil E F.

a Devon.
b Alaunschiefer, Kieselschiefer des unteren Kulm } Unterkarbon.
c Kulmgrauwacken } Unterkarbon.
h Flözreiches Oberkarbon.
k Discordant auflagernde Kreide.

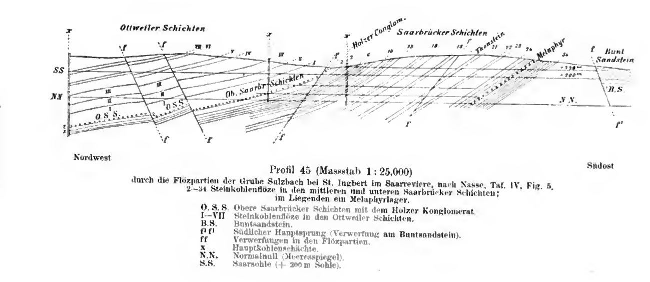
Abteilung des Oberkarbon mit der Fauna des Goniatites Listeri und die unteren Flözzüge mit den mageren und Sinterkohlen sind dort noch nicht aufgeschlossen oder erbohrt worden. Bis jetzt wurden im Saar-Nahegebiete nur die oberen Teile des Oberkarbon abgebaut mit einer liegenden Flözpartie von Gaskohlen, enthaltend 81—83 % Kohlenstoff (nach Abzug des Aschengehaltes), und einer sehr mächtigen hangenden Abteilung von Gasflammkohlen mit 75—81 % Kohlenstoff; diese gasreichen Kohlen des Saargebietes enthalten durchschnittlich einen Gehalt an Sauerstoff von 9—12 %; sie eignen sich vortrefflich für die Darstellung des Leuchtgases und für Beschickung der Hochöfen.

Die Kenntnis der Schichten im Saar-Nahegebiete haben E. Weiss und H. Laspeyres am meisten gefördert. Es liegt in diesem Gebiete einer der in Deutschlaud seltenen Fälle vor, dass die sämtlichen Ablagerungen vom Oberkarbon bis in die Trias vollständig (mit Ausnahme des Zechsteins) und ohne Unterbrechung zur Ablagerung kamen. Es ist daher schwierig, die mächtigen rotliegenden Sandsteine abzutrennen von den concordant unterlagernden karbonischen Schichten. E. Weiss hat diese Trennung zuerst, und zwar wesentlich auf Grund der fossilen Pflanzenreste durchgeführt; wenn selbst in Zukunft das Rotliegende mit dem Karbon zu einem System vereinigt werden sollte, so wird doch die Einteilung der ganzen Kohlensandsteinformation des Saar-Nahegebietes durch E. Weiss in einzelne Stufen bestehen bleiben. Aus der Uebersichtstabelle III und der unten folgenden Uebersichtstabelle (S. 152) der Karbon- und rotliegenden Schichten ersieht man, dass E. Weiss zu dem Karbon die Saarbrücker und Ottweiler Stufen, die höheren Cuseler und Lebacher Stufen aber zum Rotliegenden rechnet. Nach R. Nasse schliesst die flözreiche Kohlenablagerung im Saar-Nahebecken mit dem sogen. „Holzer Konglomerat“ ab, welches an der Basis der oberen Saarbrücker Schichten (nach Weiss) ziemlich konstant durch das ganze Becken hindurchzieht.

Die unteren und mittleren Saarbrücker Schichten bilden ein System von grauen Sandsteinen (ohne Feldspat), von Konglomeraten (nur Quarz- und Quarzitgerölle enthaltend, bis 40 m mächtig) und von Schieferthonen, zwischen denen zahlreiche Steinkohlenflöze einlagern. Im tiefsten geht ein Melaphyrlager concordant zwischen den Kohlenschichten 10 km weit hindurch; unter diesem Melaphyr sind auf der Grube St. Ingbert noch einige flözleere Schichten, auf anderen Gruben noch mehrere Flöze durchfahren worden (Profil S. 146).

Die Mächtigkeit des flözreichen Schichtensystemes zwischen dem liegenden Melaphyrlager und dem hangenden „Holzer Konglomerat“ beträgt im Westfelde des Saarbeckens 2671 m; in demselben liegen im ganzen 341 Flöze mit zusammen 134 m Steinkohle: es besteht also hier 1/20 der ganzen Schichten aus Steinkohle. Im Ostfelde beträgt die Gesamtmächtigkeit der unteren und mittleren Saarbrücker Schichten nur 1667 m [1]); dieselben enthalten 233 Flöze mit 126 m Kohle, es ist

[1]) Obwohl die Mächtigkeit der einzelnen Schichten und Flöze auf längere Strecken hin nicht die gleiche bleibt, so ist es doch auffallend, dass im Ostfelde dieselbe Schichtenstufe 1667 m, im Westfelde aber 2671 m mächtig sein soll: es ist dies ein Unterschied in der Mächtigkeit von 1000 m!



Profil 45 (Massstab 1 : 25,000)
durch die Flözpartien der Grube Sulzbach bei St. Ingbert im Saarreviere, nach Nasse, Taf. IV, Fig. 5.
2—34 Steinkohlenflöze in den mittleren und unteren Saarbrücker Schichten;
im Liegenden ein Melaphyrlager.

O. S. S. Obere Saarbrücker Schichten mit dem Holzer Konglomerat.
I—VII Steinkohlenflöze in den Ottweiler Schichten.
B.S. Buntsandstein.
f¹ f¹ Südlicher Hauptsprung (Verwerfung am Buntsandstein).
ff Verwerfungen in den Flözpartien.
x Hauptkohlenschächte.
N.N. Normalnull (Meeresspiegel).
S.S. Saarsohle (+ 200 m Sohle).

also $^{1}/_{13,3}$ der Masse Steinkohle. Dahingegen enthält die übrige flözarme Schichtenreihe, also die oberen Saarbrücker und die Ottweiler Schichten, bei 1850—2050 m Gesamtmächtigkeit im ganzen nur 7,5 m Steinkohle.

Die Steinkohlen der unteren Saarbrücker Schichten sind Gaskohlen, die der mittleren sind Flammkohlen, welche in eine hangende und eine liegende Partie geschieden werden; zwei Lager von Thonsteinen [1]) geben die Grenzen zwischen diesen drei Flözpartien.

Thoneisenstein und Kohleneisenstein in linsenförmigen Nieren oder seltener als schwache Flöze zwischen den Saarbrücker Schichten wurden früher abgebaut und auf Eisen ausgebracht.

Tierreste sind in den flözreichen Abteilungen des Oberkarbon im Saar-Nahegebiete selten und beschränken sich auf Anthracosien und Insekten. Dagegen finden sich die Reste der Steinkohlenpflanzen in den Zwischenmitteln, und zwar besonders in den Thonschiefern im Hangenden der Kohlenflöze sehr häufig und in schönen Abdrücken erhalten. Aus den Saarbrücker Schichten hat E. Weiss 210 verschiedene Pflanzenarten beschrieben, von denen 149 in den jüngeren Stufen verschwinden, und aus den Ottweiler Schichten 97 Arten, von denen 65 im Rotliegenden fehlen. Unter den Pflanzen der Saarbrücker Stufe wiegen Farne vor, besonders die Gattungen Neuropteris, Sphenopteris und Pecopteris; daneben treten zahlreiche Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren, die charakteristischen Bäume der Steinkohlenzeit, auf; endlich kommen einige Nöggerathien und zwei Coniferen (auch Walchia piniformis Schlth.) hinzu. In der Ottweiler Stufe nehmen alle Pflanzenarten an Menge ab, allerdings zum Teil nur scheinbar, weil der Bergbau in diesen Schichten sehr gering ist und also viel weniger Aufschlüsse als in der flözreichen Saarbrücker Stufe vorhanden sind; am stärksten nehmen die Lycopodiaceen ab (Sigillarien und Lepidodendren), welche im Rotliegenden bereits fast gänzlich verschwunden sind. Auch aufrechtstehende Baumstämme sind in einigen Gruben des Saarbeckens in den Sandsteinen zwischen den Kohlenflözen aufgefunden worden.

Die von E. Weiss als obere Saarbrücker Schichten ausgeschiedenen roten Sandsteine und Konglomerate sind nur ca. 100 m mächtig und haben mehr den Wert eines Horizontes als einer Stufe; sie enthalten an ihrer Basis das sogen. „Holzer Konglomerat" (nach dem Dorf Holz, 10 km nördlich von Saarbrücken, benannt), ein grobes Konglomerat, aus Quarzgeröllen zusammengesetzt, auch zuweilen durch feldspathaltige Sandsteine (Arkosen) vertreten, welches die obere Grenze des flözreichen, mächtigen Kohlengebirges an der Saar markiert. In den roten Sandsteinen und bunten Schieferthonen der oberen Saar-

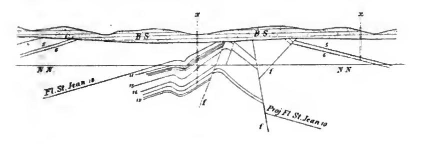
[1]) Der Thonstein, welcher in verschiedenen Horizonten der Schichten im Saar-Nahegebiete bis hinauf in das obere Rotliegende in dünnen, aber zumeist weit durchstreichenden Bänken vorkommt, ist ein grünlich-graues, dichtes und hartes Gestein von flachmuscheligem bis kleinsplitterigem Bruche. Ein Thonstein der Grube Wellesweiler enthält nach einer Analyse von C. Bischof in Wiesbaden 50 % Kieselsäure, 35 % Thonerde, 13,7 % Glühverlust (Wasser und Steinkohle). Die Thonsteine werden für vulkanische, unter Wasser abgelagerte Asche gehalten. Der geringe SiO^2-Gehalt der Analyse von Bischof würde den analysirten Thonstein den Melaphyraschen anreihen, während andere Thonsteine mit 70—75 % SiO^2 den Quarzporphyraschen sich anschliessen würden.

brücker Schichten liegen mehrere meist schwache, an einigen Stellen bis zu 0,7 und 1,2 m anschwellende Steinkohlenflöze; gelegentlich lagern sich zwischen die Thonschiefer dünne Kalksteinbänke.

Die Ottweiler Schichten bilden mit einer Mächtigkeit von 2000—3000 m den Uebergang von dem produktiven Steinkohlengebirge zu der mit dem Karbon eng verbundenen rotliegenden Formation. Im Liegenden enthält diese Ottweiler Stufe, welche nach der Stadt Ottweiler an der Blies, 23 km nordnordöstlich Saarbrücken, benannt wurde, dünnschiefrige, schwarze Thonletten mit häufigen Resten von Schalenkrebsen (Estherien und Leaia Baentschiana Gein.); auch Anthracosien, Fische und Insekten fanden sich zahlreich in diesen Schiefern. In dem oberen Teil der Thonschiefer stellen sich in der Regel 2—3 Kohlenflöze ein. Danach folgt eine mächtige Zone von roten Sandsteinen und Rötelschiefern, von Arkosen und Konglomeraten; die letzteren bestehen wieder vorwiegend aus Quarz- und Quarzitgeröllen, neben welchen jedoch auch Gerölle von Granit und Porphyr (aber nicht von Porphyren des Saar-Nahegebietes, welche erst im Rotliegenden ausbrachen), vorkommen. Auch Lager von dolomitischen Kalksteinen und 1—2 Kohlenflöze liegen in diesen mittleren Ottweiler Schichten. Der obere Teil derselben besteht aus grauen Schieferthonen und Quarzsandsteinen mit einem Kohlenflöz, welches E. Weiss als „Grenzkohlenflöz" bezeichnet, da er im Hangenden desselben die rotliegende Formation beginnt.

Die beiden oberkarbonischen Stufen, die Saarbrücker und Ottweiler Stufe, nehmen nur den kleineren Teil des ganzen Saar-Nahegebietes ein: die flözreichen Saarbrücker Schichten treten zu Tage vom linken Saarufer unterhalb Saarbrücken an nach Ostnordosten über die Blies hinüber bis gegen Frankenholz bei Bexbach (in der bayrischen Pfalz), mit etwa 200 qkm Oberfläche. Die Lagerung der Schichten ist viel gleichförmiger als in den niederrheinischen Kohlenrevieren: die Saarbrücker Schichten fallen im allgemeinen mit 15° in Nordnordwest flach unter die concordant aufgelagerten Ottweiler Schichten ein; sie streichen in einem flachen Bogen von der Saar in Nordost, weiter östlich mehr in Ostnordost. Eine grosse, sehr bemerkenswerte Verwerfung schneidet die Saarbrücker Stufe auf der Südseite ihrer Tagefelder scharf ab: das Steinkohlengebirge ist auf der Südseite dieser Verwerfung mehrere tausend Meter tief abgesunken, so dass der Buntsandstein unmittelbar den liegendsten Saarbrücker Schichten anliegt. Diese bedeutende Verwerfung, der „südliche Hauptsprung", zieht von Frankenholz bei Bexbach nach Südwesten über Wellesweiler, Neunkirchen, Spiesen, Dudweiler, über die Saar unter Saarbrücken hindurch bis nach Forbach und St. Avold in Lothringen. Längs dieser grossen Verwerfung zeigen sich die Saarbrücker Schichten häufig in ihrer Lagerung gestört: von Dudweiler bis Neunkirchen fallen die liegenden Flözpartien mit 30—45° nördlicher Neigung; an der Bliesbrücke bei Wellesweiler stehen dieselben senkrecht. Viele Querverwürfe durchsetzen die Saarbrücker Schichten, besonders zahlreich in der Umgegend von Saarbrücken, so dass in den Gruben westlich und nördlich von Saarbrücken die Flözpartien vielfach gestört sind und unregelmässig streichen. Am Südwestende des „südlichen Hauptsprunges" bei Grossrosseln auf Lothringer Boden und ebenso

am Nordostende desselben Sprunges an der Blies bei Wellesweiler biegen sich die Saarbrücker Schichten auf kurze Strecken noch auf der Nordseite der Verwerfung flachsattelförmig um, so dass sie an beiden Orten zunächst der grossen Verwerfung nicht wie gewöhnlich ein nördliches, sondern ein südliches Einfallen zeigen.

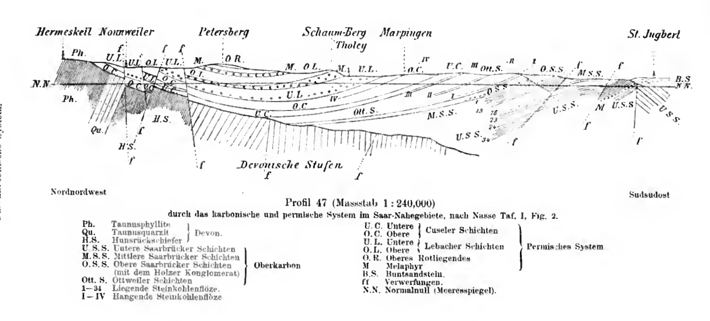


Profil 46 (Massstab 1 : 25,000)
durch die Sattelbiegung der Flözpartien in der Grube Rosseln bei Forbach im Saarrevier (Lothringer Gebiet), nach Nasse Taf. IV, Fig. 9.
4—19 Steinkohlenflöze in den Saarbrücker Schichten.
B.S. Buntsandstein.
f Verwerfungen.
x Kohlenschächte.
N.N. Normalnull (Meeresspiegel).
(Der südliche Hauptsprung liegt noch 3,5 km weiter südöstlich.)

Die Ottweiler Schichten lagern nicht nur gleichförmig auf den Saarbrücker Schichten auf, sondern treten auch im Ostnordost-Streichen des Gebirges aus den jüngeren rotliegenden Sandsteinen an die Oberfläche in einer grösseren Partie zwischen der Glan und Lauter um die Quarzporphyre des Hermanns- und Königsberges herum; ein zweites Mal brechen dieselben Schichten, doch in geringerem Umfange, noch weiter östlich auf am Lemberge bei Niederhausen an der Nahe. Durch diese beiden Aufbrüche gibt sich eine Sattellinie kund, welche das ganze Saar-Nahegebiet vonSaarbrücken in Nordost-Richtung bis nach Kreuznach an der Nahe durchschneidet (Profil S. 150).

Im Vergleich mit dem Oberkarbon am Nordrande des niederrheinischen Schiefergebirges ist die Saarbrücker Stufe des Saar-Nahegebietes wohl als gleichalterig mit den flözreichen oberen Zonen des Steinkohlengebirges in Belgien, bei Aachen und in Westfalen zu betrachten; die Ottweiler Stufe dagegen dürfte eine jüngere Bildung sein, welche in jenen nördlichen Kohlenrevieren nicht zur Ablagerung gelangte oder doch bereits vollständig denudiert worden ist.

In den übrigen Teilen des niederrheinischen Schiefergebirges sind die produktiven Steinkohlenschichten nicht vorhanden; vielmehr lagern dort sogleich über den aufgerichteten Devonstufen die rotliegenden Schichten oder noch jüngere Systeme.



Profil 47 (Massstab 1 : 240,000)

durch das karbonische und permische System im Saar-Nahegebiete, nach Nasse Taf. I, Fig. 2.

Ph. Taunusphyllite, Qu. Taunusquarzit, H.S. Hunsrückschiefer: Devon.

U.S.S. Untere Saarbrücker Schichten, M.S.S. Mittlere Saarbrücker Schichten, O.S.S. Obere Saarbrücker Schichten (mit dem Holzer Konglomerat), Ott. S. Ottweiler Schichten, 1—34 Liegende Steinkohlenflöze, I—IV Hangende Steinkohlenflöze: Oberkarbon.

U.C. Untere und O.C. Obere Cuseler Schichten, U.L. Untere und O.L. Obere Lebacher Schichten, O.R. Oberes Rotliegendes, M Melaphyr: Permisches System.

B.S. Buntsandstein.
ff Verwerfungen.
N.N. Normalnull (Meeresspiegel).

4) Das permische System.

Die eigentümlichen Verhältnisse des permischen Systemes (der Dyas) in Deutschland bedingen und rechtfertigen die Abtrennung desselben von dem karbonischen Systeme, obwohl die Fauna und Flora sich eng an diejenigen des letzteren Systemes anschliessen. Während der langen Zeiträume, in denen das Oberkarbon und die rotliegenden Stufen sich ablagerten, wurden die devonischen Schichten des niederrheinischen Schiefergebirges allmählich zusammengefaltet in zahlreiche Sättel und Mulden. Gleichzeitig mit dem Absatz des Rotliegenden brachen aus den Erdspalten, welche durch diese Aufstauung des Devon längs der Südseite des Schiefergebirges entstanden, grosse Massen von Laven hervor, die als Melaphyre und Porphyre erstarrten; diese Eruptivdecken nehmen grosse Flächen im Saar-Nahegebiete ein. Die Zusammenfaltung der devonischen und karbonischen Schichten des Schiefergebirges war beendigt vor der Ablagerung des oberen Rotliegenden; zugleich erreichten damit die Ausbrüche der Laven im Saar-Nahegebiete ein Ende. Zur selben Zeit trat eine allgemeine Senkung des ganzen rheinischen Schiefergebirges ein, so dass der ganze Ostrand und der Südrand des Gebirges bis zur Mosel hin unter den Meeresspiegel untersanken.

Infolge dieser Bewegungen wurden die unteren und mittleren rotliegenden Stufen nur im Saar-Nahegebiete, und hier als eine unmittelbare Fortsetzung des Oberkarbon abgelagert, dagegen das obere Rotliegende nicht allein in diesem Gebiete abgesetzt, sondern auch in der Umgegend von Trier an der Mosel, am Südrande des Taunus und fortlaufend längs des Ostrandes vom Schiefergebirge von der Wetterau an bis ins Waldecksche, und zwar überall über das devon-karbonische Faltengebirge discordant übergreifend.

Der obere Teil des permischen Systemes, der Zechstein, folgt mit seiner charakteristischen Fauna über dem Rotliegenden am Ostrande des Schiefergebirges: er zieht sich von Stadtberge an der Diemel um den gen Osten ausspringenden Kellerwald herum nach Frankenberg und weiter nach Süden bis nach Büdingen, Aschaffenburg am Main und durch den Odenwald bis nach Heidelberg am Neckar. Linksrheinisch fehlt jedoch zwischen den Rotliegenden und Buntsandsteinen die Zechsteinformation vollständig (Uebersichtstafel S. 152).

Wir verfolgen zunächst die Reihe der rotliegenden Schichten im Saar-Nahegebiete, welche sich unmittelbar an die oberkarbonischen Ottweiler Schichten anschliessen. E. Weiss [1]) unterscheidet im dortigen

---

[1]) Siehe ausser den oben S. 143 Anmerkung 1 citierten Werken von E. Weiss, R. Nasse und H. Laspeyres über das Rotliegende im Sahr-Nahegebiete noch:

Oeynhausen, Dechen und La Roche, Geognostische Umrisse der Rheinländer zwischen Basel und Mainz, Essen 1825, Bd. I, S. 296—315: Pfälzisch-Saarbrückensches Steinkohlen- und Trappgebirge; darin die ältere Litteratur S. 313—315.

Steininger, Geognostische Beschreibung des Landes zwischen der unteren Saar und dem Rheine. Mit geol. Karte. Trier 1840.

Uebersicht der Schichten des karbonischen und permischen Systemes im Saar-Nahegebiete.

nach E. Weiss und H. Grebe [1]).

System	Abteilung:	Stufen:	Schichten:	Petrographische Beschaffenheit der Schichten:
Permisches System (Dyas).	Oberes Rot-liegendes.	Obere Schichten.	Kreuznacher Schichten.	Feinkörnige, rote Sandsteine.
			Monzinger Schichten.	Rötelschiefer.
		Mittl. Schichten.	Waderner Schichten.	Konglomerate, aus Melaphyr-, Quarzit- und Quarzgeröllen bestehend.
		Untere Schichten.	Söterner Schichten.	Porphyrbreccien, Konglomerate und Thonstein. Melaphyr (Grenzmelaphyr). Grobe Porphyrkonglomerate mit Thonstein.
	Unteres Rot-liegendes	Lebacher Schichten.	Obere Lebacher Schichten.	Feldspatsandstein und Konglomerat.
			Untere Lebacher Schichten.	Dünnblättrige, schwarze Schiefer mit Acanthodes Bronnii (Lebacher Erze). Gelbe, feinkörnige Sandsteine an der Basis.
		Cuseler Schichten.	Obere Cuseler Schichten.	Schieferthon und Sandsteine mit einem groben Konglomerat. Anthracosia Goldfussiana sehr häufig.
			Untere Cuseler Schichten.	Rote u. graue Sandsteine u. Schiefer mit Kalkflözen.
Karbonisches System	Oberes Stein-kohlen-gebirge (Ober-karbon).	Ottweiler Schichten (Calamarien und Farnstufe).	Obere Ottweiler Schichten.	Graue Sandsteine und Schieferthone mit einem Kohlenflöz.
			Mittlere Ottweiler Schichten.	Rote Feldspatsandsteine und Schieferthone. Graue u. blauschwarze, thonige Schichten: Schichten des hangenden Flözzuges.
			Untere Ottweiler Schichten.	Graue u. blauschwarze, thonige Schichten: Schichten mit Leaia Baentschiana.
		Saarbrücker Schichten (Sigillarienstufe).	Obere Saarbrücker Schichten.	Rote Sandsteine mit eingelagerten roten und bunten Schieferthonen. An der Basis das sogen. Holzer Konglomerat.
			Mittlere Saarbrücker Schichten.	Graue Sandsteine, Konglomerate und Schieferthone mit Kohleneisenerz u. Thonsteinflözen: Schichten der beiden mittleren Flözzüge.
			Untere Saarbrücker Schichten.	Graue Sandsteine, Konglomerate und Schieferthone mit Kohleneisenerz u. Thonsteinflözen: Schichten des liegenden Flözzuges.

[1]) Vergleiche im Anschluss an diese Uebersicht diejenige des karbonischen Systemes auf der Uebersichtstafel III.

Rotliegenden drei Stufen: die Cuseler, die Lebacher Schichten [1]) und das obere Rotliegende; die beiden unteren Stufen stehen als „unteres Rotliegendes“ aus den oben angedeuteten Gründen ziemlich scharf dem oberen Rotliegenden gegenüber, und wurde daher das untere Rotliegende früher vor Weiss noch allgemein zu dem karbonischen Systeme gerechnet.

Die Cuseler Schichten beginnen mit roten und grauen Sandsteinen und bunten Schieferletten, in denen 2—5 Kalksteinbänke einlagern; in den Kalken kommen Reste von Ganoïden Fischen vor, den Gattungen Amblypterus und Rhabdolepis angehörig; in den übrigen Schichten finden sich stellenweise Pflanzenreste, und zwar besonders Alethopteris conferta Sternbg., ein Farn, welcher nach E. Weiss [2]) noch nicht im Karbon, sondern erst im Rotliegenden auftritt und für dieses charakteristisch ist. Die oberen Cuseler Schichten enthalten in graubraunen Sandsteinen eine Zone grober Konglomerate und in grauen Schieferthonen zwei Horizonte von unbauwürdigen Kohlenflözen; auch in dem schmalen Streifen der oberen Cuseler Schichten längs des Südrandes vom Hunsrück sind an mehreren Orten schwache Kohlenflöze bekannt. Durch das häufige, zuweilen massenhafte Vorkommen der Anthracosien sind die oberen Cuseler Sandsteine und Schieferthone ausgezeichnet; zuweilen tragen die Kohlenflöze im Dach ein Bette von Anthracosien (daher „Muschelkohlenflöz“). Die Cuseler Schichten werden bei Lebach gegen 1400 m mächtig, bei St. Wendel an der Blies 940 m; am Südrande des Hunsrück, wo nur ein Teil der oberen Schichten und zwar Sandstein mit Konglomeraten abgelagert wurde, werden sie nur 60 m mächtig.

Die Lebacher Schichten enthalten an ihrer Basis gelbbraune feinkörnige Sandsteine; dann folgen mächtige dünnblättrige schwarze Thonschiefer. In diesen Schiefern liegen die sogenannten „Lebacher Erze“, linsenförmige Concretionen von Thoneisenstein, in welchen häufig Reste von Ganoïden Fischen eingeschlossen sind: es sind die Fischgattungen Amblypterus, Rhabdolepis, Palaeouiscus, Xenacanthus und Acanthodes; von den letzteren sind die Flossenstacheln nicht selten. Ein kleiner Krebs, der Gampsonyx fimbriatus Jord., und die bekannten Panzerlurche, Archegosaurus Decheni Gldf., werden ebenfalls in den Thoneisennieren, jedoch seltener als die Fische, und fast nur in der Gegend von Lebach gefunden.

In diesen unteren schwarzen Lebacher Schiefern lagern einzelne schwache Kohlenflöze; Pflanzenreste sind häufiger, besonders Reste von Walchia piniformis Schlth. und W. filiciformis Schlth., Alethopteris

---

Gümbel, Geognostische Verhältnisse der Pfalz, in der Bavaria Bd. IV, Abt. 2. München 1865.

Geologische Karte von Preussen und den thüringischen Staaten im Massstabe 1:25,000: a) von E. Weiss bearbeitet die Blätter Saarlouis, Heusweiler, Friedrichsthal, Neunkirchen, Bous, Saarbrücken, Dudweiler mit Erläuterungen; b) von H. Grebe die Blätter Merzig und Freudenberg mit Erläuterungen. Berlin 1875 u. 1880.

[1]) Die Namen sind gegeben nach Orten bei Saarbrücken: Ottweiler an der Blies; Cusel, weiter nordöstlich gelegen im Glangebiete; Lebach, nördlich von Saarbrücken, an einem Seitenbach der Prims.

[2]) E. Weiss in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 26. Bd., S. 365 ff. Berlin 1874.

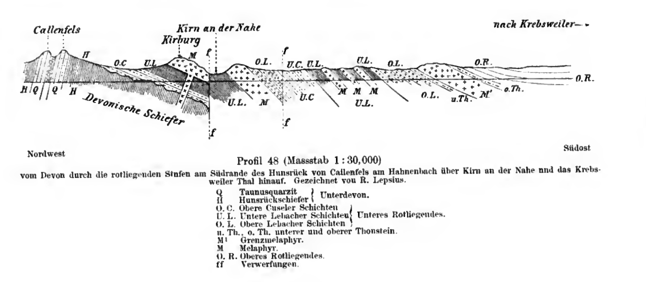
conferta Sternbg. und von anderen echten permischen Pflanzen, welche zum Teil selten, zum Theil noch gar nicht in dem Oberkarbon vorkommen; neben diesen Pflanzen haben sich aber auch noch die charakteristischen Bäume der Steinkohlenzeit, die Sigillarien und Lepidodendren, wenn auch nur vereinzelt, vorgefunden.

Die oberen Lebacher Schichten bestehen aus lichten, gelblichweissen Sandsteinen und Arkosen (feldspatreiche Sandsteine), meist zahlreiche Quarzgerölle enthaltend, durch deren Anhäufung sich häufig Konglomerate bilden. In diesen Sandsteinen finden sich von Fossilien nur einzelne verkieselte Stücke von Baumstämmen.

Während der Ablagerung der Cuseler und Lebacher Schichten, besonders aber am Ende dieser Schichtenreihe geschahen im Saar-Nahegebiete gewaltige Eruptionen, deren Produkte, Melaphyre und Quarzporphyre, in ausgedehnten Strömen einen bedeutenden Teil der Oberfläche in diesen Gegenden einnehmen. Diese Eruptivdecken liegen zumeist concordant eingebettet zwischen den rotliegenden Sedimentschichten und verhalten sich gegenüber den Gebirgsstörungen ebenso passiv wie diese. Das älteste Eruptivlager im Saar-Nahegebiete ist das oben S. 145 erwähnte des Melaphyrs zwischen den liegendsten Saarbrücker Schichten. Die Quarzporphyrmassen im Hermanns- und Königsberge bei Wolfstein liegen in den Ottweiler Schichten. Zahlreiche Melaphyrlager erscheinen zwischen den unteren und oberen Lebacher Schichten. Ziemlich konstant lagern Melaphyrströme in der Grenzzone zwischen dem unteren und oberen Rotliegenden: daher bezeichnete E. Weiss diese Melaphyrdecken als „Grenzmelaphyre". In Verbindung mit diesen Grenzmelaphyren erscheinen im Saar-Nahegebiete meistens Porphyr- und Melaphyrbreccien und Konglomerate, sowie dichte grünliche und weissliche Thonsteine [1]). H. Grebe unterscheidet eine untere und eine obere Zone solcher Gesteine beiderseits der Grenzmelaphyre und benennt dieselben nach den ihnen häufig inneliegenden Thonsteinen; dazu ist jedoch zu bemerken, dass diese Zonen, wenn sie überhaupt dieses Gestein enthalten, nur zum kleinsten Teil aus Thonstein bestehen. Die Grenzmelaphyre samt den beiden Thonsteinzonen rechnet Grebe als „Söterner Schichten" bereits zum oberen Rotliegenden; vielleicht dürfte es angemessener sein, dieselben als oberen Abschluss des unteren Rotliegenden zu betrachten.

Dass in den karbonischen und unterpermischen Sandsteinen und Konglomeraten so selten Gerölle von Melaphyren und Quarzporphyren angetroffen werden, dagegen die Schichten des oberen Rotliegenden von denselben erfüllt sind, erklärt sich dadurch, dass eine subaëre Zerstörung der submarin ausgebrochenen Eruptivströme erst während der Ablagerungszeit des oberen Rotliegenden stattfand. Bemerkenswert ist, dass Gerölle von mitteldevonischen Kalken und Dolomiten, deren letzte Reste am Südrande des Hunsrück jetzt nur noch bei Stromberg und Bingen anstehen, in den Konglomeraten der oberen Cuseler und der jüngeren rotliegenden Schichten in der Randzone des Rotliegenden nördlich von Kreuznach häufig vorkommen, und zwar besonders im Winter-

[1]) Ueber den Thonstein siehe oben S. 147 Anmerkung 1.



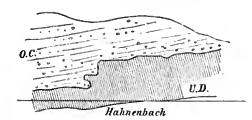
Profil 48 (Massstab 1 : 30,000)

vom Devon durch die rotliegenden Stufen am Südrande des Hunsrück von Callenfels am Hahnenbach über Kirn an der Nahe nnd das Krebsweiler Thal hinauf. Gezeichnet von R. Lepsius.

Q	Taunusquarzit	Unterdevon.
H	Hunsrückschiefer	
O. C.	Obere Cuseler Schichten	Unteres Rotliegendes.
U. L.	Untere Lebacher Schichten	
O. L.	Obere Lebacher Schichten	
u. Th., o. Th.	unterer und oberer Thonstein.	
M'	Grenzmelaphyr.	
M	Melaphyr.	
O. R.	Oberes Rotliegendes.	
ff	Verwerfungen.	

bachthale und westlich fort bis in das Hahnenbachthal bei Kirn[1]); zur Zeit, als sich die oberen Cuseler Schichten ablagerten, war demnach das Mitteldevon des Hunsrück bereits aus dem Meere aufgetaucht und noch in weit grösserer Verbreitung als jetzt im Hunsrück vorhanden.

Am Südrande des Hunsrück, also längs des Nordrandes der grossen Saar-Nahemulde, fehlt das produktive Steinkohlengebirge, und es lagern sich obere Cuseler Sandsteine direkt auf das Unterdevon, und zwar mit discordanter, übergreifender Lagerung, wie die beiden Profile aus der Gegend von Kirn an der Nahe zeigen (S. 155 und 156).



Südost Nordwest

Profil 49 (Massstab 1:500)

discordante Auflagerung des Rotliegenden auf Unterdevon am rechten Ufer des Hahnenbaches bei Callenfels oberhalb Kirn an der Nahe (Detail zu Profil 48). Gezeichnet von R. Lepsius.

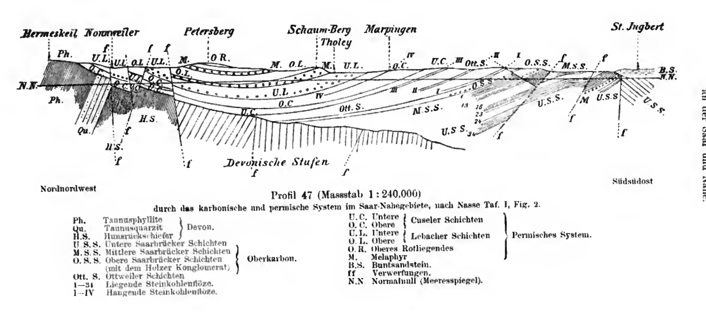
U.D. Unterdevonische Schiefer, fallen mit 75° in Nordwesten ein.
O.C. Oberer Cuseler Sandstein und Konglomerate, fallen mit 15° in Südsüdosten ein.

Die rotliegeuden Schichten fallen im allgemeinen mit 10—15° vom Devon des Hunsrück ab nach Süden, bilden im Nahethale eine flache Mulde, deren Mitte das obere Rotliegende ausfüllt, und steigen dann auf zu dem Hauptsattel, welcher bezeichnet wird durch den Aufbruch des Oberkarbon bei Saarbrücken, der Ottweiler Schichten und der Quarzporphyre bei Wolfstein und der Cuseler Schichten bei Obermoschel und Münsterappel. Die Richtung dieser Hauptsattelung im Saar-Nahegebiete von Saarbrücken bis nach Wonsheim in Rheinhessen, verläuft parallel dem Hunsrücken von Südwesten nach Nordosten. Den Südflügel des Sattels haben wir im Saarrevier kennen gelernt (Profil 46 S. 149), wo er sogleich, von dem südlichen Hauptsprunge abgeschnitten, in grosse Tiefe absinkt. Weiter nordöstlich wird der Südflügel des Hauptsattels breiter, weil der südliche Hauptsprung sich mehr von der Sattellinie entfernt. Die grosse Quarzporphyrmasse des Donnersberges liegt inmitten dieses flach in Süd einfallenden Südflügels. Discordant über diese rotliegenden Schichten, resp. im Saarrevier über die karbonischen Schichten lagert sich, weit nach Norden übergreifend, die Buntsandsteindecke des Haardtgebirges (Profil 47 S. 157).

Zahlreiche Verwerfungen durchsetzen sowohl im Streichen als quer zu dieser Nordost-Richtung die rotliegenden Stufen des Saar-Nahe-

[1]) Vergl. H. Laspeyres, Kreuznach und Dürkheim, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 19. Bd., S. 825. Berlin 1867.





Profil 47 (Masstab 1 : 240,000)

durch das karbonische und permische System im Saar-Nahegebiete, nach Nasse Taf. I, Fig. 2.

Ph.	Taunusphyllite	Devon.
Qu.	Taunusquarzit	
H.S.	Hunsrückschiefer	
U.S.S.	Untere Saarbrücker Schichten	Oberkarbon.
M.S.S.	Mittlere Saarbrücker Schichten	
O.S.S.	Obere Saarbrücker Schichten (mit dem Holzer Konglomerat)	
Ott. S.	Ottweiler Schichten	
1—34	Liegende Steinkohlenflöze.	
I—IV	Hangende Steinkohlenflöze.	

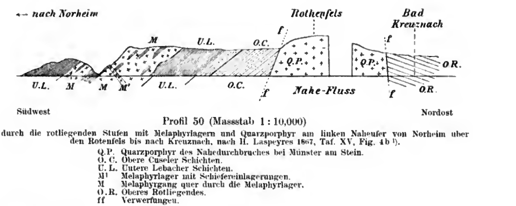
U.C.	Untere	Cuseler Schichten	Permisches System.
O.C.	Obere		
U.L.	Untere	Lebacher Schichten	
O.L.	Obere		
O.R.	Oberes Rotliegendes		
M.	Melaphyr		
B.S.	Buntsandstein.		
ff	Verwerfungen.		
N.N.	Normalnull (Meeresspiegel).		

gebietes und stören die im ganzen sehr regelmässige Lagerung der grossen Schichtenmulde zwischen Hunsrück und Haardt. Die bedeutendsten streichenden Verwerfungen liegen nahe dem Südrande des Devon, etwa in der Linie Kirn-Idar-Birkenfeld-Wadern; zwischen diesen Verwerfungen fallen die Schichten meist steiler als im übrigen Gebiete, und zwar mit 45—60° in Südosten. Auch die grossen Eruptivmassen verursachen durch ihre Sprödigkeit mehrfache Störungen, so die Quarzporphyrstöcke des Hermanns- und Königsberges bei Wolfstein, des Donnersberges, dessen breiter Rücken ganz aus Quarzporphyr besteht, und der Berge beiderseits des Nahedurchbruches zwischen Münster am Stein und Kreuznach, und in gleicher Weise die mächtigen Melaphyrlager, z. B. dasjenige im Lemberge bei Oberhausen an der Nahe.

Das nebenstehende Profil 50 zeigt uns nicht allein die an den Quarzporphyrmassen so häufig im Saar-Nahegebiete auftretenden Verwerfungen, sondern ist auch in anderen Beziehungen wichtig: in den unteren Lebacher Schichten schalten sich stets bedeutende Melaphyrdecken ein; hier in diesem Norheimer Melaphyre sieht man deutlich, dass ein solches Eruptivlager aus mehreren übereinander liegenden Strömen besteht und zwischen den einzelnen, submarin ausgeflossenen Strömen Sedimente, und zwar hier untere Lebacher Schiefer eingeschlossen wurden. Auch ist für die Altersbestimmung der Eruptivgesteine an der Nahe von Wichtigkeit. dass man beim Bau des dortigen Eisenbahntunnels mitten im Norheimer Melaphyr eingeschlossen einen grossen Block des Kreuznacher Quarzporphyrs auffand [1]); kleinere eckige Einschlüsse desselben Porphyrs in diesem Melaphyr beobachtete bereits C. Lossen. Es wird hierdurch bestätigt, dass der Kreuznacher Quarzporphyr älter ist als die unteren Lebacher Schichten. Endlich sehen wir auf diesem Profile auch einen Melaphyrgang (M[1]) quer durch die Norheimer Melaphyrlager hindurchsetzen; auch auf der Westseite des Melaphyrs der Kirburg bei Kirn ist der circa 20 m breite Gang des Lagers aufgeschlossen (siehe oben Profil 48 S. 155).

Das obere Rotliegende wurde unter anderen Verhältnissen und über viel grössere Flächen des niederrheinischen Schiefergebirges als das untere Rotliegende abgelagert. Das Saar-Nahegebiet blieb nach der Ablagerung der obersten Lebacher Schichten und der Grenzmelaphyrzone eine Zeitlang Kontinent und unterlag der Denudation. Das übrige Gebirge war längst Kontinent. In dem dann wieder hereinbrechenden Meere entstanden daher zunächst grobe Sandsteine und Konglomerate aus den Materialien der Melaphyre, Quarzporphyre und der Quarze und Quarzite der älteren Schichtensysteme. Aus dem Eisengehalte der zerstörten älteren Gesteine, besonders der Eruptivgesteine, ging die allgemein im oberen Rotliegenden herrschende rote Eisenfärbung der Schichten hervor. Neben den Konglomeraten folgen dann feinkörnige rote Sandsteine und Rötelschiefer von bedeutender Mächtigkeit. Eruptivgesteine kommen über den Grenzmelaphyren im oberen Rotliegenden nirgends mehr vor im ganzen Gebiete des rheinischen Schiefergebirges: es tritt von nun an in Deutschland die ruhige Entwickelungsperiode mächtiger Schichten-

[1]) H. Laspeyres, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 19. Bd., S. 862. Berlin 1867.



Profil 50 (Massstab 1 : 10,000)

durch die rotliegenden Stufen mit Melaphyrlagern und Quarzporphyr am linken Naheufer von Norheim über den Rotenfels bis nach Kreuznach, nach H. Laspeyres 1867, Taf. XV, Fig. 4b [1]).

Q.P. Quarzporphyr des Nahedurchbruches bei Münster am Stein.
O. C. Obere Cuseler Schichten.
U. L. Untere Lebacher Schichten.
M[1] Melaphyrlager mit Schiefereinlagerungen.
M Melaphyrgang quer durch die Melaphyrlager.
O. R. Oberes Rotliegendes.
ff Verwerfungen.

[1]) Siehe auch dasselbe Profil bei J. Noggerath, Das Gebirge in Rheinland-Westfalen, Bd. IV. Taf. II, Fig. 3. Bonn 1826.

systeme ein, welche durch die ganzen langen Zeiten der Ablagerung der Trias-, Jura- und Kreide-Systeme andauerte.

Da vor der Ablagerung des oberen Rotliegenden die Zusammenfaltung der Devon- und Karbonsysteme gänzlich beendigt war, so liegen nun die oberen rotliegenden Schichten in allen Teilen des niederrheinischen Schiefergebirges stets in übergreifender und discordanter Lagerung über den dislocierten älteren Formationen. Vom Saar-Nahegebiete aus greifen die roten Sandsteine und Konglomerate des oberen Rotliegenden westlich um den Hunsrück herum, die untere Saar hinab (mehrfach von dem noch weiter übergreifenden Buntsandstein verdeckt), bis ins Moselthal und über Trier hinaus nach Wittlich und bis zur Alfmündung [1]). In dieser Strecke lagert das obere Rotliegende stets discordant über den steil aufgerichteten devonischen Stufen und concordant unter dem aufgelagerten Buntsandsteine. Der Zechstein fehlt hier, ebenso wie auf der ganzen linken Rheinseite.

Die Grenze zwischen dem oberen Rotliegenden und dem Buntsandstein der Trias wird im Saar-Nahegebiete und in der Trierer Bucht stets durch eine Einlagerung von dolomitischen Sandsteinbänken oder von Knollen eines rötlichgrauen krystallinen Dolomites ausgezeichnet; der auf dieser Grenze konstant auftretende Dolomitgehalt der Schichten dürfte hierher gelangt sein aus den östlich gelegenen Bereichen des Zechsteinmeeres, obwohl ein sicherer Beweis für diese Annahme so lange nicht zu führen ist, als echte Zechstein-Versteinerungen in diesen linksrheinischen Gebieten fehlen. Aus dem oberen Rotliegenden des Saar-Nahegebietes ist von Fossilien nichts bekannt als ein Stück verkieseltes Holz (Araucarites) von Wadrill bei Wadern im Primsgebiete [2]).

Die tertiären Stufen des Mainzer Beckens lagern direkt auf rotliegenden Sandsteinen: an der südwestlichen Grenze des Beckens bei Alzey auf oberen Lebacher Schichten, lichten Arkose-Sandsteinen mit Quarzgeröllen und Konglomeraten; bei Kreuznach auf dem Quarzporphyre des oben erwähnten Stockes und auf den roten Sandsteinen und Schiefern des oberen Rotliegenden. Am Rheine bei Nierstein und Nackenheim, zwischen Mainz und Worms gelegen, hebt sich der Untergrund des oberen Rotliegenden noch einmal aus dem Tertiär empor [3]).

Am Südrande des Taunus finden wir grobe Konglomerate des oberen Rotliegenden zwischen Wiesbaden und Höchst am Main: die Gerölle derselben sind den Taunusgesteinen, besonders den Quarziten entnommen; sie sind meist nur locker mit rotem Sande und Thon verbunden. Grössere Verbreitung gewinnt das obere Rotliegende auf der Ostseite der Rheinebene zwischen Darmstadt und Frankfurt: hier entwickeln sich nicht nur die roten Sandsteine, Schieferthone und Konglomerate des oberen Rotliegenden in ansehnlicher Mächtigkeit, sondern es lagert auch unter denselben eine ausgedehnte Decke von „Grenzmela-

[1]) H. Grebe, Ueber das Oberrotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trierschen Gegend, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. II. Bd., S. 456—481. mit geologischer Karte. Berlin 1882.

[2]) E. Weiss in der oben S. 143 Anmerkung 1 citierten Abhandlung 1871. S. 188.

[3]) R. Lepsius, Das Mainzer Becken (S. 5—19). mit geol. Karte. Darmstadt 1883.

phyr*; unter diesem Melaphyr stehen auch an einigen Stellen noch grobe Konglomerate und Sandsteine an, welche der Zone der unteren Thonsteine von Grebe's Söterner Schichten im Saar-Nahegebiete entsprechen dürften. Die Grundlage des oberen Rotliegenden und der Melaphyrdecke bilden in dortiger Gegend direkt die Gneisse und Granite des vorderen Odenwaldes, so dass also hier das ganze untere Rotliegende und alle älteren Schichtensysteme bis zum Gneiss vollständig ausfallen [1]).

Auf der Ostseite des rheinischen Schiefergebirges verbreitet sich das Rotliegende überall discordant aufgelagert auf die steil aufgerichteten und sattelförmig gebogenen Schichten des Devon und Kulm. In dem ganzen Gebiete zwischen Frankfurt und dem Diemelthale erscheinen unteren rotliegende Schichten nur in der Wetterau: ein Aufbruch in der Nordostrichtung des Taunuskammes hat von Vilbel (nördlich von Frankfurt) über die Nauenburg bei Kaichen bis nach Stammheim und Altenstadt die rotliegenden Sandsteine aus den tertiären Stufen der Wetterau hervortreten lassen; es erscheinen in diesem Landstriche unter dem Oberrotliegenden auch die oberen Lebacher Sandsteine. An der Nauenburg lagern auf dem devonischen Untergrunde zunächst graue, grobe Konglomerate, welche Gerölle von Quarzen, Quarziten und Kieselschiefern des Devon enthalten, und grobkörnige Sandsteine mit Pflanzenresten. Dann folgen feinkörnige graue Sandsteine und Schieferthone, in denen die Pflanzenabdrücke zum Teil gut erhalten sind; unter den letzteren sind am häufigsten:

Walchia piniformis Schlth. (auch bei Altenstadt und Windecken gefunden).
Odontopteris obtusa Strnbg.
Calamites sp. (auch bei Vilbel und Altenstadt häufig).

Im oberen rotliegenden Sandsteine der Wetterau finden sich keine Pflanzenreste, mit Ausnahme von Stücken verkieselter Hölzer, welche häufiger vorkommen, aber meist nur als Rollstücke auf der Oberfläche der Schichten im auflagernden Tertiärthon liegen; auch Knollen von Carneol und Hornstein sind nicht selten in den oberen Schichten dieser Stufe. Bei Büdesheim an der Nidder und ebenso an der Nauenburg liegen Decken von Grenzmelaphyr zwischen dem oberen und unteren Rotliegenden: es ist dies das nördlichste Vorkommen des Melaphyrs im Gebiete des rheinischen Schiefergebirges.

Nördlich der Wetterau erscheinen am Ostrande des Gebirges die Konglomerate des oberen Rotliegenden an der Lahn zwischen Giessen und Marburg und bis zur Eder hinüber, stets discordant den Kulmgrauwacken aufgelagert; in einzelnen Resten auch noch nördlich des Ederthales bis nach Medebach; weiter nördlich fehlt das Rotliegende unter dem Zechsteine. In dieser Strecke, von der Lahn bis zur Eder, bestehen die oberen rotliegenden Schichten stets aus groben roten Konglomeraten, deren Gerölle den Grauwacken, Quarziten, Kieselschiefern und anderen Gesteinen des Devon und des Kulm entnommen sind; die Konglomerate wechsellagern mit rotbraunen Sandsteinen und Schieferletten.

[1]) Siehe die Blätter Messel und Rossdorf der geologischen Karte des Grossherzogtums Hessen im Massstabe 1:25,000, mit Erläuterungen. Darmstadt 1886.

Der Zechstein breitet sich am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges über grössere Flächen bei Stadtberge aus, zu beiden Seiten des Diemelthales, discordant und unmittelbar auf Devon und Kulm, und unter dem Buntsandstein gelagert. In gleicher Weise zieht der Zechstein ins Waldecksche nach Corbach, und um den Kellerwald rings herum; er wird hier auf seinen Kupfergehalt bergmännisch ausgebeutet im Ederthale bei Thalitter und Frankenberg [1]). Von der Eder aus folgt der Zechstein der Grenze zwischen dem rotliegenden und dem bunten Sandsteine westlich an Marburg vorbei bis nach Stauffenberg bei Giessen.

Die tertiären Stufen und die Basalte des Vogelsberges überdecken den weiteren Verlauf dieses Zechsteinzuges; nur bei Rabertshausen im Vogelsberge, zwischen Hungen und Nidda gelegen, bricht einmal das obere rotliegende Konglomerat und Zechstein auf mitten zwischen den Basaltströmen [2]). Auf der Südseite des Vogelsberges liegt die Fortsetzung des nördlichen Zechsteinzuges bei Bleichenbach, Büdingen und Gelnhausen. Endlich wird das Gneissgrundgebirge des vorderen Spessart bei Aschaffenburg und des hinteren Odenwaldes bis nach Heidelberg am Neckar hin überlagert von Resten der Zechsteinstufe. Der Kupferschiefer des Zechsteins ist am Ostrande des Schiefergebirges zwar nicht so typisch ausgebildet, wie östlich der Fulda bei Richelsdorf und am Thüringer Walde, jedoch sind die dunklen, bituminösen Thonschiefer und kupferhaltigen Letten, wie sie an vielen Orten am Ostrande des Schiefergebirges und im Spessart im unteren Teile der Zechsteindolomite vorkommen, als spezielle Vertreter des Kupferschiefers anzusehen; auch die Dolomite und bituminösen Kalksteine (Stinkkalke) des Zechsteins enthalten häufig Kupfer- und Bleierze (Kupferkies, Kupferglanz, Fahlerz, Malachit, Bleiglanz, gediegenes Silber etc.), und zwar fein verteilt in der Gesteinsmasse oder gebunden an Versteinerungen. Bei Stadtberge an der Diemel, bei Thalitter und Frankenberg wird oder wurde auf diesen Kupfergehalt des Zechsteines Bergbau getrieben.

E. Holzapfel unterscheidet in den Gebieten des Zechsteins am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges eine untere Stufe von hellgrauen, ziemlich reinen Kalksteinen mit Schieferletten (meist kupferhaltig), etwa 10 m mächtig; in den Kalken liegen häufig Steinkerne von Schizodus und Gervillia, auch Nautilus Freieslebeni Gein. und Productus horridus Sow. Bei Frankenberg liegen in diesen Kupferletten die bekannten in Kupferglanz umgewandelten Zweige und Fruchtzapfen von Coniferen, und zwar der Ullmannia Bronnii Göpp. und der Voltzia Liebeana Geiu. (die sog. „Frankenberger Kornähren"); auch Farne kommen dort vor, so Alethopteris Martinsi Gein. und Pecopteris Schwedesiana Dnkr. Sodann folgt eine mittlere Zone von Stinkkalken und Dolomiten, 50—60 m mächtig, mit Schizodus obscurus King und Avicula speluncaria Gein.; endlich eine obere Zone von gipsführenden Schieferletten und Dolomiten, welche z. B. bei Stadtberge an 80 m mächtig anschwellen. Die über diesen oberen Dolomiten liegenden

[1]) Ed. Holzapfel, Die Zechsteinformation am Ostrande des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges. Inaug.-Diss. Marburg 1879.

[2]) E. Dieffenbach, Erläuterung zur Sektion Giessen der geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Hessen S. 31. Darmstadt 1856.

Konglomerate noch zum Zechstein zu ziehen, liegt kein Grund vor; sie müssen schon deswegen zum Buntsandstein gerechnet werden, weil sie verschiedenaltrige Zechsteinschichten bedecken und also discordant über die permischen Ablagerungen übergreifen. Die Zechsteinstufe zeigt am Ostrande des Schiefergebirges sehr verschiedene Mächtigkeit; zuweilen verschwindet sie ganz unter dem übergreifenden Buntsandsteine. Am stärksten entwickelt ist der Zechstein bei Stadtberge mit ca. 130 m, und in der Herrschaft Itter mit 90—100 m Mächtigkeit.

Die südöstliche Fortsetzung dieses Zechsteinzuges in der östlichen Wetterau bei Büdingen, Gelnhausen und anderen Orten werden wir mit den gleichen Bildungen im Spessart und Odenwald zusammen erst später bei der Darstellung des oberrheinischen Gebirgssystemes näher zu betrachten haben.

5) Das Trias-System.

Wir wollen hier die Trias nur so weit besprechen, als dies für das Verständnis des Baues des niederrheinischen Schiefergebirges notwendig erscheint; daher werden wir die am Ostrande des Gebirges angelagerten triasischen Stufen erst später in Verbindung mit denjenigen des oberrheinischen Gebirgssystemes betrachten; dagegen für jetzt nur die Trias in der Umgegend von Trier und in ihrer Verbreitung von dieser Gegend aus quer durch die Eifel bis zum Südrande der Kölner Bucht hin kennen lernen [1]).

Mächtigkeit der Triasstufen bei Trier und in der Eifel.

Abteilungen:	Stufen:	Nach Grebe: bei Trier	Nach Grebe: bei Killburg	Nach Blanckenhorn: bei Commern
		m	m	m
Buntsandstein	Hauptbuntsandstein	150—180	70— 80	100—120
	ObererBuntsandstein	50— 50	80— 90	60— 80
Muschelkalk	Muschelsandstein	60— 80	60— 80	30— 40
	Mittl. Muschelkalk	70— 70	70— 70	20— 27
	Trochitenkalk	80— 80	25— 35	12— 12
	Nodosenkalk	30— 40	15— 25	12— 15
Keuper	Unterer Keuper	30— 40	10— 10	18— 18
	Gipskeuper	50— 50	30— 40	15— 19
	Steinmergel	50— 60	40— 50	17— 18
	Rhätische Stufe	10— 10	2— 3	2— 3
	Summen:	580—660	402—483	286—352

[1]) H. Grebe, Ueber die Triasmulde zwischen dem Hunsrück und Eifeldevon. im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. IV, S. 462—485, mit geol. Karte. Berlin 1884. — Max Blanckenhorn, Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem Roerthale, in Abhandl. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. VI, Heft 2, mit geol. Karte und Profilen, Berlin 1885; und derselbe, Die fossile Flora des Buntsandsteins und Muschelkalkes der Umgegend von Commern, in Palaeontographica 32. Bd., S. 117—154, mit 8 Tafeln. Stuttgart 1886.

Uebersicht der Triasschichten bei Commern am Nordrande der Eifel.

(Nach M. Blanckenhorn.)

Liegendes: Unter- und Mitteldevon.

Hauptbuntsandstein (Vogesensandstein):
  Konglomerate und grobkörnige Quarzsandsteine mit Bleiglanz-Knottenflözen. 100—120 m mächtig.
Zwischenschichten: Quarz- und Thonsandsteine gemischt; darin eine Zone von Dolomitknauern. 10 m.
Oberer Buntsandsteiu (Voltziensandstein):
  Thonsandstein mit wenig Geröllen.
    Blei-, Kupfer- und Eisenerze fein verteilt in den Sandsteinen. Pflanzenreste. 50—70 m.
Muschelsandstein (unterer Muschelkalk): 30—40 m mergelige Sandsteine, Schieferletten, sandige Dolomite; mit Muschelbetten.
  Obere Zone mit Myophoria orbicularis.
Mittlerer Muschelkalk (Anhydrit-Stufe):
  Bunte Mergelschiefer mit Steinsalz-Pseudomorphosen. 15—20 m.
  Obere Zone, mergeliger Dolomit mit Lingula tenuissima. 5—7 m.
Hauptmuschelkalk (Oberer Muschelkalk):
  Gelbe, mergelig-sandige Dolomite und grünliche Glaukonitsandsteine und Oolithe.
  Bleiglanzadern im Dolomit.
    a. Trochitenkalk 12 m: reich an Mollusken.
      Bank der Myophoria vulgaris.
      Bank der Lucina Schmidi.
      Encriniten- und Terebratel-Bank.
      Bank der Myophoria ovata.
    b. Nodosenkalk, 12—15 m: ohne Trochiten, mit Terebratelbetten. Oben viele Zähne und Knochen von Fischen und Sauriern.
Unterer Keuper (Lettenkohlengruppe). 18 m.
  Unterer Dolomit mit Myophoria Goldfussi, graugelber, orangegefleckter Dolomit.
  Bunte Mergel und sandige Schieferletten, mit Estheria minuta.
  Oberer (Grenz-)Dolomit mit dünnen, violetten Schieferletten, mit Lingula tenuissima und Anoplophora lettica.
Mittlerer Keuper:
    a. Salz- oder Gips-Keuper, rote Mergel und grüne, thonige Quarzitbänke mit Steinsalz-Pseudomorphosen und braunem Thoneisenstein (ohne Versteinerungen). 15—19 m.
    b. Steinmergel, 17—18 m: Schieferletten mit Steinsalz-Pseudomorphosen, Sandsteinschiefer und oolithische Kalkmergel. Spuren von Bleiglanz und Schwefelkies, mit Corbula Keuperiana u. a. Mollusken, Fichschuppen in den oberen Schichten.
Rhätische Stufe (Oberer Keuper):
  Graue, kieselige Sandsteine und schwarze, dünnblättrige Thone.
    Darin: Avicula contorta, Fischzähne und -Schuppen.

Hangendes:

Unterer Lias; schwarze Schieferthone mit Schwefelkies und verkiesten Ammonites angulatus.

Senone Kreide: graue und weisse Kalkmergel.

Miocäne Braunkohlenthone.

Im Gebiete der Trias in der Eifel und bei Trier beginnt der Buntsandstein stets mit groben roten Konglomeraten, welche ihr Material der devonischen Unterlage entnommen haben; zuweilen findet man in den Quarzitgeröllen dieser Konglomerate noch devonische Versteinerungen. In der Gegend von Trier und von Wittlich wird das Liegende der Trias gebildet vom oberen Rotliegenden, welches ebenso wie der Buntsandstein die abrasirten Devonfalten discordant überlagert. Die Grundkonglomerate des Buntsandstein besitzen eine wechselnde Mächtigkeit, da sie zunächst die Vertiefungen der Devonoberflächen erfüllt und ausgeglichen haben: sie können 30—40 m mächtig werden. In dem Buntsandsteingebiet bei Commern sind die Konglomerate am Westrande des Gebietes stärker ausgebildet als am Ostrande, was auf eine westlich gelegene Küste des dortigen Triasmeeres hindeutet. Die über den Grundkonglomeraten folgenden mittelkörnigen Quarzsandsteine, welche vielfach mit Konglomeratbänken und roten Schieferletten wechsellagern, werden zusammen mit den Grundkonglomeraten als Vogesensandstein oder Hauptbuntsandstein bezeichnet; derselbe ist dem unteren und mittleren Buntsandstein von Mitteldeutschland gleichzustellen.

Der Buntsandstein in der Eifel keilt sich, wie die ganze Trias, nach Westen zu vollständig aus: am Nordrande der Eifel bei Commern hat der Hauptbuntsandstein eine Mächtigkeit von 100—120 m, an der Mosel bei Trier eine solche von 150—180 m; dagegen am Nordwestrande der Bitburg-Trierer Triasmulde bei Outscheid nur noch von 30—40 m. Noch weiter westlich über Luxemburg hinaus verschwindet der Buntsandstein mitsamt dem Muschelkalk und dem Keuper allmählich gänzlich unter dem Lias: an der Semois im Belgischen fehlt die ganze Trias unter dem Jura: wir gelangen demnach dort an die ehemalige Westküste des Triasmeeres, welche sich von hier aus nach Süden durch Lothringen und Burgund fortsetzte und über Autun bis zum Ostrande des Centralplateaus von Frankreich verfolgen lässt.

Die jetzt getrennten Buntsandsteinflächen zwischen Killburg und Call, welche sich bei Gerolstein, Schmidtheim und anderen Orten discordant über das Unter- und Mitteldevon der Eifel lagern, hingen natürlich einst zusammen und besassen eine bedeutend grössere Ausdehnung als jetzt, nachdem sie lange Zeiten hindurch der nagenden Denudation und Erosion unterworfen waren; auch werden ehemals dort jüngere Triasstufen nicht über dem Buntsandstein gefehlt haben. Das Buntsandstein-Meer griff weit über die Grenzen des rotliegenden Meeres hinaus: es reichte westlich bis ins jetzige Flussgebiet der Amblève hinüber, da bei Malmedy, Stavelot und Basse-Bodeux drei grössere Reste der roten Grundkonglomerate des Buntsandsteins in einer ca. 15 km langen Strecke erhalten blieben: es verläuft dort eine bedeutende Verwerfung im Nordost-Streichen des Silur und, wie so häufig, rettete die tiefere Einsenkung der Schichten längs der Verwerfung diese

letzten Buntsandsteinreste vor gänzlicher Zerstörung. Die tieferen Konglomerate bei Malmedy enthalten zahlreiche und bis 0,5 m grosse Gerölle und Stücke von mitteldevonischen Kalken, welche sich durch ihre Versteinerungen (Korallen und Brachiopoden) verraten [1]). Die höheren Konglomerate bestehen fast nur noch aus Geröllen von Quarzen, Quarziten und Grauwacken, und zwar aus Geröllen von geringerer Grösse als in den tieferen Schichten. Zwischen den Konglomeraten schieben sich vielfach rote Sandsteine und Schieferletten ein. Die ganze Ablagerung des Buntsandsteins (über welchem jüngere Stufen fehlen) im Warchethale bei Malmedy ist 50—60 m mächtig.

In den Triasbuchten bei Trier und Commern folgen über dem Hauptbuntsandstein die thonreicheren, feinkörnigen Oberen Buntsandsteine in einer Mächtigkeit von 50—90 m; in diesen glimmerreichen Sandsteinen treten Konglomerate sehr zurück, im Gegensatz zum Hauptbuntsandstein. Die Grenze zwischen beiden Stufen ist wie gewöhnlich nicht leicht zu ziehen, da eine Zone von ca. 10 m Höhe die Quarzsandsteine der unteren und die Thonsandsteine der oberen Stufe gemischt enthalten: es sind dies Benecke's „Zwischenschichten“ [2]), in denen auch hier in der Eifel bräunliche Dolomitknollen oder Rückstände derselben vorkommen. Dieser Dolomit-Horizont, welcher weiter südlich auch Karneol enthält, ist in den Vogesen und im Schwarzwald mit Vorteil als Grenze gegen den Oberen Buntsandstein benutzt worden; daher wird es gut sein, auch in der Eifel über den Dolomitknollen der Zwischenschichten den Oberen Buntsandstein zu beginnen.

Die feinkörnigen Thonsandsteine dieser oberen Stufe sind besser geeignet als die Quarzsandsteine des Hauptbuntsandsteins, Pflanzenreste zu erhalten; aus dem Oberen Buntsandstein der Eifel wurden durch Grebe und Blanckenhorn die folgenden fossilen Pflanzen bekannt:

Voltzia heterophylla Brong. Killburg; Flosdorf (Berg) bei Commern.
Anomopteris Mougeoti Brong. Killburg.
Neuropteridium intermedium Schimp. Flosdorf.
— Voltzi Brong. Flosdorf.
Crematopteris typica Schimp. Flosdorf.
Schizoneura paradoxa Schimp. Flosdorf.
Equisetum Mougeoti Brong. Killburg, Flosdorf, Hergarten bei Commern.
Sigillaria [3]) oculina Blanck. Hergarten.

Eine wichtige Eigentümlichkeit des Buntsandsteins am Nordostrande der Eifel bei Commern ist sein Gehalt an Erzen, besonders an dem in kleinen Knötchen (sogen. „Knotten“) den Sandstein durchschwärmenden Bleiglanz; die Buntsandstein-Bänke werden von den Knotten-

[1]) Siehe die Liste von 40 mitteldevonischen Fossilien aus den Geröllen der Buntsandstein-Konglomerate von Malmedy bei M. Mourlon, Géologie de la Belgique Bd. II, S. 65. Bruxelles 1881.

[2]) W. Benecke, Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg S. 557. Strassburg 1877.

[3]) Es wäre das erste Mal, dass diese karbonische Pflanzengattung in der Trias gefunden würde.

erzen so gleichmässig erfüllt, dass eine gleichzeitige Ablagerung der Erzknotten und der Sandkörnchen angenommen werden muss. Auch Pyromorphit und Weissbleierz als Umwandlungsprodukte des Bleiglanzes, dann Kupfererze und zwar Kupferglanz, Rotkupfererz, Kupferlasur und Malachit, auch Eisen- und Manganerze liegen als Knotten oder fein-verteilt im Buntsandstein jener Gegend. Die Knottenerzbildung ist auf die Konglomerate und Sandsteine des Hauptbuntsandsteins beschränkt, während der Obere Buntsandstein die Erze nur in fein verteilter Form enthält. Wahrscheinlich entstammen diese Erze des Buntsandsteins ursprünglich dem Erzgehalte der mitteldevonischen Kalksteine und des Kohlenkalkes, welche, wie wir oben erwähnten, häufig Blei-, Kupfer- und Zinkerze führen.

Die Erze werden aus den Sandsteinen und Konglomeraten („Wackendeckel") in grossen Tagebauten gewonnen; am ausgedehntesten sind diese Brüche im Bleiberge bei Mechernich und bei Commern.

Auch auf der Südwestseite der Eifel und im Saargebiete enthalten die Buntsandsteine in ähnlicher Weise wie am Nordrande der Eifel Blei- und Kupfererze, wenn auch nicht in so grosser Menge als dort und nur in einzelnen Sandsteinbänken; derartige Vorkommen liegen an der Saar in den Kreisen Merzig und Saarlouis, sowie in Lothringen im Bleiberge bei St. Avold und bei Forbach, ferner bei Homburg in der Pfalz und an anderen Orten in diesen südwestlichen Gegenden.

Der Untere Muschelkalk ist in der Triasbucht bei Trier und am Nordrande der Eifel bei Commern gerade wie an der Saar und in den Vogesen als „Muschelsandstein" ausgebildet. Die Sandsteinfacies, an Stelle der mitteldeutschen Wellenkalke, entstand in diesen Gebieten durch den Einfluss der nahen Westküste des deutschen Triasmeeres. Der Muschelsandstein beginnt mit gelben dolomitischen Mergeln, gelben Schieferletten und dolomitischen Sandsteinen und entwickelt sich höher zu reineren Sandsteinen. In diesen feinkörnigen, meist dünnschichtigen Thonsandsteinen liegen häufig Muschelbetten; von den Tierresten dieser Schichten erwähnen wir:

Pecten discites Schlth.
Monotis Albertii Gldf.
Gervillia costata Schlth.
Modiola hirundiniformis Schaur.
Myophoria vulgaris Schlth.
Lingula tenuissima Bronn.
Rhizocorallium jenense Zenk.

Auch Zähne und Knochen von Fischen und Sauriern kommen gelegentlich vor. Der obere dolomitische Horizont mit der Myophoria orbicularis Bronn, welcher überall in Deutschland den Unteren Muschelkalk in ausgezeichneter Weise abschliesst, ist noch an der Saar deutlich ausgebildet mit einer Mächtigkeit von ca. 6 m; er ist jedoch in der Trierer Bucht nur an einigen Stellen schwach vertreten und lässt sich am Nordrande der Eifel kaum abtrennen. Die Mächtigkeit des Muschelsandsteins beträgt bei Trier 60—80 m, bei Commern nur 30—40 m.

Der Mittlere Muschelkalk (die Anhydrit-Stufe) besteht aus roten und grauen Schieferletten und sandigen Mergeln, in denen sich häufig

die charakteristischen Pseudomorphosen nach Steinsalzwürfeln vorfinden; dann folgen dolomitische Kalke, Zellendolomite und Schieferletten, welche in der Trierer Bucht auch Gipslager und Steinsalzschnüre enthalten. An der Grenze gegen die nächste Stufe lagern ca. 3 m mächtige dolomitische Kalke mit Lingula tenuissima. Diese Anhydrit-Stufe wird bei Trier durchschnittlich 70 m, bei Commern 20—27 m mächtig.

Der Obere Muschelkalk lässt sich auch in der Eifel in die beiden Stufen, den Trochiten- und den Nodosenkalk, scheiden. Der Trochitenkalk setzt sich bei Trier aus 0,5—1 m mächtigen Bänken eines grauen, auch gelblichen, dichten, oft glaukonitischen Kalkes zusammen, der häufig dolomitisch wird; die ganze Mächtigkeit ist dort gegen 80 m. Bei Commern dagegen sind es mergelige und sandige Dolomite und Oolithe (Rogensteine), auch dünne Bänke eines glaukonitischen Sandsteines; feine Bleiglanzadern ziehen gelegentlich durch die Dolomite.

Der Trochitenkalk ist in der Trierer Bucht und bei Commern sehr reich an Versteinerungen; am häufigsten findet man:

Myophoria vulgaris Schlth.
— ovata Gldf.
Lucina Schmidi Gein.
Gervillia costata Schlth.
Pecten Albertii Gldf.
— laevigatus Schlth.
Natica oolithica Zenk.
Terebratula vulgaris Schlth. (bildet Schalenbetten).
Encrinus liliiformis Lam.

Die Trochiten (Stielglieder der Encriniten) häufen sich in einigen Bänken stärker an als in anderen. Schöne Kronen von Encrinus liliiformis wurden am Ausgang des Rothbachthales (an der Thaler Mühle) bei Schwerfen, 2,5 km nördlich von Commern, gefunden; sie liegen nunmehr in der Sammlung der Universität zu Bonn.

Der Nodosenkalk ist bei Trier immer noch 30—40 m mächtig; petrographisch ist er ebenso ausgebildet wie der Trochitenkalk, nur fehlen die Trochiten; auch die glaukonitischen Sande und Oolithe gehen in die Nodosenstufe über. Die sandigen, unreinen Dolomite des Oberen Muschelkalkes am Nordrande der Eifel lassen wiederum in der Zusammensetzung ihres Materials die Nähe der Küste erkennen. Das Leitfossil dieser Stufe, der Ceratites nodosus de Haan, kommt zwar an der unteren Saar häufiger in den obersten Muschelkalken vor, er wird aber auf der linken Moselseite der Trierer Bucht selten und ist bei Commern bisher noch nicht gefunden worden. In diesen oberen Kalken bildet die Terebratula vulgaris wiederum Schalenbetten; auch Bänke der Ostrea ostracina Schlth. erscheinen. Von anderen Fossilien führt Blanckenhorn aus dem Nodosenkalke der Gegend bei Commern unter anderen noch an:

Lingula tenuissima Bronn.
Gervillia socialis Schlth.
Natica Gaillardoti Lefr.

Naticella costata Berg.
Nautilus bidorsatus Schlth.
Fischzähne (Lepidotus, Acrodus, Strophodus).
Knochenreste von Sauriern.

Den Reichtum an Fisch- und Saurierresten teilt der oberste Muschelkalk bei Commern und Trier nicht allein mit demjenigen an der Saar und von Lothringen. sondern auch mit dem von ganz Mitteldeutschland.

Der Untere Keuper (Lettenkohlen-Stufe) zeigt bei Trier eine Mächtigkeit von 40—50 m, am Nordwestraude dieser Triasbucht schrumpft er auf 10 m zusammen; für die Gegend bei Commern gibt Blanckenhorn eine Mächtigkeit von 18 m an. Derselbe beginnt mit dolomitischen Kalksteinen und gelblichen Dolomiten, in denen bei Commern Myophoria Goldfussi Alb., Anoplophora lettica Quenst. und andere Muscheln vorkommen. Auf dem nördlichen Muldenflügel der Trierer Bucht treten an der Basis vielfach konglomeratische, kalkige und sandige Bänke, auch Sandsteiue in stärkerer Entwickelung auf; auch in der oberen Lettenkohlen-Stufe erscheinen dort schwache Konglomerate — eine eigentümliche Erscheinung, welche wie manche andere Eigenheit der dortigen Trias die Nähe der Westküste des triasischen Meeres andeutet. Die dann folgenden bunten Mergel und Thone enthalten wenig Versteinerungen: so unter anderen Estheria minuta Bronn oberhalb Bürvenich bei Commern. Ein oberer „Grenzdolomit“ ist wieder reicher an Muschelresten; in demselben sind bei Commern häufig:

Lingula tenuissima Bronn.
— Zenkeri Alb.
Anoplophora lettica Quenst.
Myophoria Goldfussi Alb.

Auch Pseudomorphosen nach Steinsalz trifft man im Grenzdolomit an.

Die beiden Teile des Mittleren Keupers, der Gipskeuper und die Steinmergel darüber, sind in der Eifel wohl entwickelt; sie erreichen bei Echternach an der Sauer noch eine Mächtigkeit von 100 m, weiter gegen Norden 80 m, von denen 40—50 m auf die Steinmergel kommen, und bei Commern nur noch 30—40 m. Die in Süddeutschland zwischen beiden Teilen auftretenden „Schilfsandsteiue“ sind noch bei Echternach 3 m mächtig vorhanden, verschwinden aber weiter nach Norden vollständig. Der Gips- oder Salzkeuper besteht aus bunten, vorwiegend roten Schieferletten mit Dolomitknauern und Zellendolomiten; dünne quarzitische Sandsteinbänke lagern zwischen den mergeligen Letten. Nicht selten findet man in diesen Schichten scharf ausgebildete Steinsalz-Pseudomorphosen; auch Fasergips erfüllt zuweilen die Klüfte. Versteinerungen fehlen hier wie gewöhnlich vollständig.

Die aufliegenden Steinmergel wechsellagern mit sandigen Schiefern und bunten Schiefermergeln; auch oolithische Kalkmergel erscheinen. Eine der unteren Steinmergelbänke enthält in der Gegend von Commern, und zwar besonders gut ausgebildet in der Nähe von Eicks, 2,5 km nordwestlich von Commern gelegen, eigentümliche sechsteilige, pyramidenförmige Pseudomorphosen nach Steinsalz, welche Noeggerath 1854

beschrieben hat [1]). In einzelnen Schichten dieser Stufe liegen zahlreiche Steinkerne von Mollusken, am häufigsten von Corbula Keuperina Quenst. und von Natica turbilina Münstr.; in den oberen Bänken sind Schuppen von Fischen nicht selten.

Der Obere Keuper, die rhätische Stufe, ist in unseren Gegenden schwach entwickelt; nur wenige Meter mächtig besteht derselbe aus dünnblättrigen schwarzen Thonletten und dünnen grauen Sandsteinen. in denen die charakteristischen Fossilien dieses wichtigen Grenzhorizontes der Trias häufig zu finden sind, und zwar:

Taeniodon praecursor Schlönb.
Protocardia rhaetica Mer.
Avicula contorta Portl.

Auch Fischreste, Flossenstacheln, Schuppen, Zähne und Koprolithen kommen vor.

Mit diesen wenig mächtigen Schichten der Avicula contorta schliesst die Trias in der Eifel ab; es folgen darauf die untersten Liasschichten.

Im allgemeinen stimmt diese Entwickelung des Triassystemes in der Trierer Bucht und bei Commern überein mit derjenigen in Lothringen und in Mitteldeutschland, welche wir später im oberrheinischen Gebirgssysteme kennen lernen werden. Die besonderen Eigentümlichkeiten der Eifeler Trias entstanden durch die Nähe der ehemaligen Westküste des deutschen Triasmeeres, indem offenbar die Ardennen während der ganzen Triaszeit mit einem französischen Kontinente zusammen über dem Meeresspiegel lagen; durch die nahe Küste werden die verschiedenen triasischen Schichten am Nordwestrande der Trierer Bucht oft konglomeratisch und sandig, während dieselben in anderen Gegenden aus Kalken oder Mergeln bestehen. Auch nimmt aus demselben Grunde die Mächtigkeit der Schichten von Südosten nach Nordwesten gegen die einstige Küste zu ab, wie es die oben (S. 163) mitgeteilte Uebersicht der Mächtigkeiten der einzelnen Stufen bei Trier, bei Killburg in der Eifel und bei Commern anzeigt.

Besonders deutlich wird die Veränderung und Verminderung der Triasschichten längs der ehemaligen Strandlinie angedeutet durch die Entwickelung der Triasstufen am Südrande der Ardennen zwischen der Sauer und der Semois auf luxemburgischem und auf belgischem Boden. Bei Diekirch und Ettelbrück an der Sauer ist noch ein ziemlich regelrechtes Triasprofil zu sehen [2]):

Liegendes: Unterdevonische Grauwacken.
Rote Quarzsandsteine und Konglomerate des Vogesensandsteines.
Thonsandsteine des Voltziensandsteines.
Muschelsandstein.
Mittlerer Muschelkalk mit Gips.
Glaukonitische Kalke und Mergel des Trochitenkalkes.

[1]) In den Verhandl. des naturhist. Ver. Rheinl. Westf. Jahrg. XI, S. 383—392. mit Tafel. Bonn 1854.

[2]) Siehe W. Benecke, Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg S. 677—696. Strassburg 1877.

Nodosenkalk mit Muschelbetten und beginnenden Quarzkonglomeraten.
Keupersandstein. (Die Lettenkohlenstufe ist hier nicht mehr ausgebildet.)
Bunte Keupermergel (Gipskeuper).
Steinmergel.
Rhätischer Sandstein.

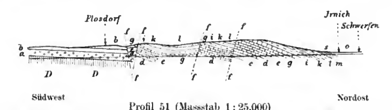
Von Ettelbrück aus nach Westen verschwindet nun zuerst der Buntsandstein, dann der Muschelsandstein, der Mittlere Muschelkalk und endlich auch der Trochitenkalk vollständig, eine Stufe nach der anderen; es bleiben schliesslich nur die Konglomerate des Oberen Muschelkalkes allein übrig, welche bei Diekirch zwischen dem Nodosenkalke und dem Keupersandstein begannen. Diese Konglomerate des Oberen Muschelkalkes (westlich von Ettelbrück) nehmen an Mächtigkeit immer mehr zu und sind, da ihre Gerölle ebenfalls aus Quarzen und Quarziten bestehen, von den Konglomeraten des Buntsandsteins der östlichen Gebiete kaum zu unterscheiden; daher hatten auch Dumont und Gosselet diese Konglomerate des Muschelkalkes, wie sie sich z. B. bei Attert, 8 km nördlich von Arlon gelegen, ausbreiten, noch als Buntsandstein angesehen. Ueber diesen Muschelkalkkonglomeraten entwickelt sich der Keuper auch an diesen westlichen Endpunkten der deutschen Trias ziemlich normal. Im Flussgebiete der Semois, welche bei Monthermé unterhalb Mezières in die Maas einmündet, lagern die Keuperschichten, indem sie unter dem übergreifenden Lias verschwinden, unmittelbar auf den devonischen Grauwacken, gerade wie sie am Ostrande des Centralplateaus von Frankreich direkt dem granitischen Grundgebirge aufruhen.

Die Lagerung der Triasstufen in der Trierer Bucht und bei Commern lässt erkennen, dass dieselben nur Reste einer ehemals viel ausgedehnteren Triasdecke darstellen. Die Triastafeln zwischen Trier an der Mosel, Birresborn an der Kyll und Ettelbrück an der Sauer liegen im allgemeinen muldenförmig eingesunken in einem breiten Graben zwischen dem Hunsrück und den Ardennen: beiderseits discordant auf den steil aufgerichteten Devonschichten aufgelagert, fallen die Triasschichten vom Moselthale ab mit 10—15° in Nordwesten und auf der Nordseite der Mulde mit 5—10° in Südosten ein; die mittlere Muldenlinie verläuft in Nordost von Luxemburg über Echternach nach Bitburg. Jedoch sinken die Stufen viel schneller durch streichende Verwerfungen zur Muldenmitte zu ein, als es durch das flache Einfallen möglich wäre: Sprünge bis zu 100 m Höhe verwerfen die Triasschichten immer so, dass die Absenkung zur Muldentiefe hin stattfindet. Grebe hat in dieser Triasbucht zwischen Trier und Diekirch eine grosse Anzahl von Verwerfungen nachgewiesen, welche weit durchstreichen in der Nordost-Richtung und sich zum Teil in spitzen Winkeln schneiden [1]; durch diese Verwerfungen werden die Triastafeln in viele einzelne schmale Streifen zerschnitten. Ein Beispiel solcher mit Verwerfung ab-

[1] Siehe Grebe's Karte zu seiner Abhandlung im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Berlin 1884.

gesetzten, zum Teil grabenförmig abgesunkenen Triasstücke gibt das nebenstehende Profil (S. 173), welches auf der Südostseite der Mulde auf dem linken Moselufer zwsichen der Sauer- und Saarmündung zu sehen ist.

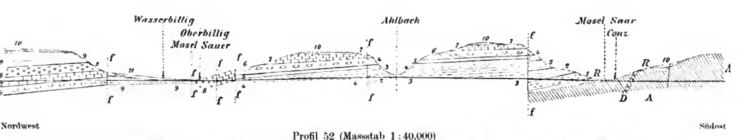
Von der Trierer Bucht aus nach Norden finden wir im oberen Kyllthale bei Gerolstein und bei Hillesheim einige im Devon eingesunkene Buntsandsteinreste; ebenso jenseits der Wasserscheide einige kleinere Reste bei Blankenheim. Endlich treffen wir bei Call an der Urft, nahe östlich von Schleiden, auf die zusammenhängendere Triasdecke, welche sich nördlich bis an die Roer oberhalb Düren und bis nach Commern und Mechernich am Nordrande der Eifel verbreitet. Diese Triastafeln bei Commern lagern ebenfalls discordant dem Devon auf, sind durch viele streichende Verwerfungen zerstückelt und sinken durch diese Verwerfungssprünge und durch flaches Nordost-Fallen rasch ein unter das Diluvium der Kölner Bucht. Wir stossen hier auf dieselben Verwerfungen, welche etwas weiter in Nordwest an der Inde die Eschweiler Steinkohlenmulde gegen Nordost abschneiden (siehe oben S. 134).



Profil 51 (Massstab 1:25,000)
durch die Triasstufen am Nordrande der Eifel bei Commern, nach Blanckenhorn 1885, Taf. II, Fig. 6.

D Unterdevon.
a Hauptbuntsandstein } Buntsandstein
b Oberer Buntsandstein }
c Muschelsandstein }
d Mittlerer Muschelkalk } Muschelkalk.
e Trochitenkalk }
g Nodosenkalk }
i Unterer Keuper }
k Gipskeuper } Keuper.
l Steinmergel }
m Rhätische Stufe }
s Senone Kreidemergel.
o Diluvium der Kölner Rheinbucht.
ff Verwerfungen.

Ohne Zweifel standen diese am Nordrande der Eifel abgesunkenen Triastafeln einst in direktem Zusammenhange mit den triasischen Gebieten, welche sich vom Ostrande des Schiefergebirges nach Mitteldeutschland hinein ausbreiten, obwohl am ganzen übrigen Nordrande des Schiefergebirges die Trias jetzt vollständig fehlt. Aus der gleichartigen Beschaffenheit der Triasstufen auf den verschiedenen Seiten des Schiefergebirges und nach den noch jetzt in der Eifel vorhandenen Resten derselben dürfen wir schliessen, dass ein grosser Teil des ganzen Devonplateaus einst vom Triasmeere bedeckt war. Die alten devonischen Gebirge sanken von der Zeit des Oberen Rotliegenden allmählich unter den Meeresspiegel, nur im Westen blieb eine Küste bestehen längs der Ostseite des damaligen französischen Kontinentes.



Profil 52 (Massstab 1 : 40,000)

durch die Trias an der Mosel zwischen Wasserbillig an der Sauermündung und Conz an der Saarmündung, nach H. Grebe (in Benecke, Trias 1877, Taf. IV, Fig. 4).

A Unterdevonische Thonschiefer und Grauwacken.
D Diabasgang.
R Oberes Rotliegendes
1) Konglomerat in 2.
2) Hauptbuntsandstein.
3) Oberer Buntsandstein.
4) Muschelsandstain
5) Dolomitische Zone von 4.
6) Mittlerer Muschelkalk
7) Trochitenkalk.
8) Nodosenkalk.
9) Unterer Keuper (Lettenkohle).
10) Diluvium.
11) Schotter im Moselthale.
ff Verwerfungen.

Die Triasschichten fallen im allgemeinen mit 10—15° in Nordwest vom Devon ab.

6) Das Jura-System.

Wir haben hier nur diejenigen jurassischen Schichten zu erwähnen, welche über der Trias in der Trierer Bucht und am Nordrande der Eifel bei Commern sich erhalten haben; es sind dies die einzigen Reste des Jurasystemes im ganzen Gebiete des niederrheinischen Schiefergebirges.

Die grossen Trias-Hochflächen zu beiden Seiten der tief eingeschnittenen Sauer zeigen bis gegen Bitburg hin an den oberen Steilrändern ihrer Plateaus in der Regel einen gelben oder weissgrauen, selten roten, grobkörnigen Kalksandstein, den sogen. „Luxemburger Sandstein", welcher, in Bänke von 0,25—1,5 m abgesondert, in diesen Gegenden im ganzen bis 80 m mächtig wird. Unter diesen Sandsteinen erscheinen überall graue Thone, Schieferletten und bituminöse Mergelkalke, in denen der Ammonites (Psiloceras) planorbis Sow. häufig ist[1]. Unter diesen Planorbis-Schichten, welche die tiefste Zone des Lias darstellen, lagern die grauen Keupermergel der rhätischen Stufe, dann die gelben Contorta-Sandsteine derselben Triasstufe.

Der Luxemburger Sandstein wird oft konglomeratisch durch Anhäufung von Quarz- und Quarzitgeröllen; wegen seines Kalkcementes zerfällt er leicht zu losem Quarzsande; die festeren, mächtigen Bänke stehen gleich Bastionen in einzelne Felsmassen zerklüftet aus den schroff abstürzenden Rändern der Plateaus über den tief eingeschnittenen Thälern hervor. Dieser Sandstein enthält nicht selten Reste von Mollusken, unter welchen Ammonites (Schlotheimia) angulatus Schlth. am wichtigsten für die Altersbestimmung der Schichten ist, da derselbe für den Unteren Lias (Angulaten-Sandstein in Schwaben) charakteristisch ist.

Auf der Hochfläche über Irrel an der unteren Prüm lagern über dem Luxemburger Sandstein auch noch schwarze Schieferletten und blauschwarze Kalke, reich an Gryphaea arcuata Lam.; es ist dies der „Gryphitenkalk" mit 2—3 m Mächtigkeit, ebenfalls noch dem Unteren Lias angehörig. Jüngere Schichten des Lias oder des Jura, wie sie im südlichen Luxemburg und in Lothringen erscheinen, fehlen in der Trierer Bucht; solche jüngeren Stufen waren jedenfalls einst auch hier vorhanden, wurden aber in späteren Zeiten gänzlich fortgewaschen. Ueber dem Unteren Lias lagern daher hier sogleich tertiäre und diluviale Ablagerungen.

Ueber den Triasschichten bei Commern ist nur ein ganz kleiner Rest der ehemaligen jurassischen Bedeckung übrig geblieben[2]: in Drove, einem Dorfe 9 km südlich von Düren gelegen, wurde aus einem Brunnen unter den Bachgeröllen hervor ein schwarzer Schieferthon reich an Schwefelkies und mit verkiesten Ammonites (Schlotheimia) angulatus Schlth. zu Tage gefördert. Dieser Lias-Rest ist das einzige Vorkommen

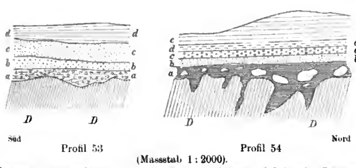
[1] H. Grebe, Ueber die Triasmulde zwischen dem Hunsrück und Eifeldevon, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. III, S. 478—481. Berlin 1884.

[2] M. Blanckenhorn, Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem Roerthale, in Abhandl. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. VI, Heft 2. S. 78. Berlin 1885.



von jurassischen Schichten am ganzen nördlichen Rande des rheinischen Schiefergebirges. Dem Anscheine nach schliesst sich derselbe mehr an die Ausbildung des Unteren Lias der Wesergegenden an, wo verkieste Angulaten in grauen Kalken und Mergeln häufig vorkommen, als an diejenige in Luxemburg. In diesem Falle würde die Verbindung des südlichen und nördlichen Meeres über die Eifel hin, eine Verbindung, welche sicherlich während der Triaszeit bestand, zur Jurazeit vielleicht schon aufgehoben worden sein. Jedenfalls hat eine solche Verbindung zur Kreidezeit nicht mehr bestanden.

Auf der Südseite der Ardennen nimmt der Luxemburger Sandstein auf französischem Boden an Mächtigkeit allmählich ab. Nachdem die ganze Trias unter ihm im Flussgebiete der Semois verschwunden ist, lagert der Lias direkt auf den Silur- und Devonschichten des Südrandes der Ardennen; interessante Beispiele dieser Auflagerung bieten die beiden folgenden Profile aus der Gegend von Sedan und von Hirson: die Oberfläche des früheren Kontinentes ist dort unter den Liasschichten gekennzeichnet durch einen eisenschüssigen Lehm mit Brauneisenknollen und mit Geröllen, deren Massen die ausgefurchte Oberfläche des Silur erfüllen:



Süd Nord

Profil 53 Profil 54

(Massstab 1 : 2000).

Auflagerung des Unteren Lias auf den Silurschiefern der Ardennen, nach J. Gosselet, Esq. géolog. II, 1881, Taf. X B, Fig. 66, 67.

Profil 53 zu Loudier bei Hirson:

D Steilaufgerichtete Silurschiefer der Ardennen mit ausgefurchter Oberfläche
a Geröllschichten }
b c Sandsteine } Unterer Lias.
d Graue Kalkmergel }

Profil 54 in der Grube Fleigneux bei Sedan:

D Steilaufgerichtete Silurschiefer der Ardennen.
a Eisenschüssiger Lehm mit Geröllen }
b Muschelkonglomerat }
c Eisenoolith } Unterer Lias
d Sandiger Kalk und Mergel }
e Graue Kalkmergel }

Weiter nordwestlich von Hirson greifen die Kreidestufen über den Jura über, so dass dann die ersteren unmittelbar auf den westlichen Ausläufern der Ardennen lagern.

Am Anfang der Jurazeit sank nun auch der französische Kontinent, dessen Ostküste sich während der ganzen Triaszeit von den Ardennen nach Süden durch Luxemburg und durch Lothringen bis zur Ostseite des Centralplateaus von Frankreich ausdehnte, unter den Meeresspiegel,

gleichzeitig mit einer tieferereu Einsenkung der deutschen Triasflächen. Doch blieb im Norden des lothringisch-französischen Jurameeres das niederrheinische Schiefergebirge, und zwar speziell die Ardennen als Kontinent auch während der Jurazeit bestehen. Die Südküste dieses jurassischen Kontinentes lässt sich von den Ardennen aus nach Westen über Boulogne nach London hin verfolgen: die Tiefbohrungen unter London trafen unterhalb der Kreide (Gault) direkt die devonische und silurische Unterlage [1]).

7) Das Kreide-System.

Der grösste Teil von Deutschland lag während der Kreidezeit über dem Meeresspiegel, so dass im mittleren und im südwestlichen Deutschland Kreideablagerungen vollständig fehlen. Auch das niederrheinische Schiefergebirge gehörte zu selbiger Zeit fast ganz zu den kontinentalen Gebieten und wurde nur längs seiner Nord- und Westränder vom Kreidemeere bespült. Wir finden hier vor allem das weitausgedehnte, flache Becken von Münster in Westfalen zwischen dem zu Tage tretenden Steinkohlengebirge an der Ruhr im Süden, dem Teutoburger Walde im Osten und Norden und den Rheinanschwemmungen im Westen, ausgefüllt mit mächtigen Stufen des Kreidesystemes. Westlich des Rheines breiten sich Kreideschichten aus über die abrasierten Falten des paläozoischen Grundgebirges, besonders des Karbon, in den Gegenden bei Aachen und Mastricht bis in das belgische Hennegau hinein, von wo aus sie sich um das Westende der Ardennen nach Süden bis zum Ostrande des grossen Pariser Beckens herumziehen.

a. Kreide in Westfalen [2]).

Uebersicht der Kreideschichten im Becken von Münster.

(Nach Cl. Schlüter 1876.)

A. Obere Kreide.

Ober-Senon, Cöloptychienkreide; ca. 125 m mächtig.

Obere Mucronatenschichten, Zone des Heteroceras polyplocum, Ammonites Wittekindi und Scaphites pulcherrimus. Sandige Kalk-

---

[1]) Judd, in Quarterly Journal of the Geological Society of London, Vol. 40, Nr. 160, S. 752 ff. London, Nov. 1884.

[2]) Litteratur über die westfälische Kreide: Ferdinand Römer, Die Kreidebildungen Westfalens, eine geognostische Monographie, mit geol. Uebersichtskarte, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. VI, S. 99—236. Berlin 1854.

A. von Strombeck, Beitrag zur Kenntnis des Pläners über der westfälischen Steinkohlenformation, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. XI, S. 27—77. Berlin 1859.

Cl. Schlüter, Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. XVIII, S. 35—76. Berlin 1866.

Derselbe, Ueber die Spongitarienbänke der oberen Quadraten- und unteren Mucronatenschichten des Münsterlandes. (Festschrift zur Vers. deutsch. geol. Ges.) Bonn 1872.

mergel und splittrige Kalke der Baumberge bei Münster, mit Feuersteinknollen; Plattenkalke bei Sendenhorst; 30 m mächtig.

Untere Mucronatenschichten, Zone des Ammonites Coesfeldensis, Micraster glyphus, Lepidospongia rugosa; Kalkmergel bei Cösfeld und Horstmar; 65 m mächtig.

Obere Quadraten-Kreide, Zone der Becksia Soekelandi; sandige Mergel bei Coesfeld.

Unter-Senon, untere Quadraten-Kreide mit Inoceramus lingua und Exogyra laciniata; ca. 150 m mächtig.

Zone von Dülmen mit Scaphites binodosus; kalkige Sandsteine und sandige Kalksteine.

Zone von Haltern mit Pecten muricatus; Quarzsandsteine und lose Sande; 65 m mächtig.

Zone von Recklinghausen mit Marsupites ornatus: sandige Mergel mit Glaukonit und Kalknieren; 50 m mächtig.

Emscher Mergel.

Zone des Ammonites Margae und Inoceramus digitatus; blaugraue Mergel, oft sandig und glaukonitisch, im Thale der Emscher; 50—100 m mächtig.

Turone Stufe, oberer Pläner; ca. 150 m mächtig.

Cuvieri-Pläner, Zone des Inoceramus Cuvieri; weissgraue Mergel und dünnschichtige Kalke bei Paderborn und Soest; 80 m mächtig.

Scaphiten-Pläner, Zone des Scaphites Geinitzi und Spondylus spinosus; glaukonitreiche Sande, Sandsteine und sandige Mergel („oberer Grünsand"); 16—20 m mächtig.

Brongniarti-Pläner, Zone des Inoceramus Brongniarti und Ammon. Woolgari; weisse Mergel; bei Essen 12 m, bei Unna 40—50 m mächtig.

Mytiloïdes-Pläner, Zone des Inoceramus mytiloïdes und Ammon. nodosoïdes; hellgraue Mergel; 1—6 m mächtig.

Zone des Actinocamax plenus; glaukonitische Mergel von Mülheim bis Dortmund.

Cenomane Stufe, unterer Pläner; 20—30 m mächtig.

Zone des Ammonites Rhotomagensis und Holaster subglobosus; Kalke und Mergel östlich von Unna.

Zone des Ammonites varians und Hemiaster Griepenkerli; glaukonitische, sandige Mergel.

Derselbe, Der Emscher Mergel, vorläufige Notiz, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. XXIV, S. 775—782. Berlin 1874.

Derselbe, Die Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. XXVIII, S. 457—518. Berlin 1876.

Derselbe, Die Verbreitung der Inoceramen in den Zonen der norddeutschen Kreide, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. XXIX, S. 735—742. Berlin 1877.

Hosius und von der Marck, Die Flora der westfälischen Kreideformation, in Palaeontographica Bd. XXVI. Kassel 1880.

H. von Dechen, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen Bd. II, S. 442—499. Bonn 1884.

Otto Weerth, Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoburger Walde, in Paläontolog. Abhandl. von Dames und Kayser Bd. II, Heft 1. Berlin 1884.

Zone des Pecten asper und Catopygus carinatus; Sande, Sandsteine und Konglomerate mit Glaukonit- und Thoneisenkörnern; „Grünsand von Essen, unterer Grünsand"; 3,5—15 m mächtig.

B. Untere Kreide.

Gault-Stufe, ca. 80 m mächtig.

Zone des Ammonites inflatus, glaukonitische Mergel und knollige Quarzsandsteine, in „Flammenmergel" übergehend; ca. 30 m mächtig.

Zone des Belemnites minimus und Ammonites auritus; rote, eisenschüssige Sandsteine im südlichen Teutoburger Walde, sonst Thone und Mergel („Minimusthone"); 45 m mächtig.

Zone des Ammonites Milletianus und tardefurcatus; Grünsande und Grünsandsteine
Zone des Ammonites Martini; Grünsande } 4,4 m mächtig.

Neocome Stufe.

Hils-Sandstein mit Ammonites Decheni; weisse und gelbe Quarzsandsteine, oft eisenschüssig; im Teutoburger Walde, bei Rheine, Bentheim, Ochtrup, Ahaus etc.; ca. 100 m mächtig.

Die untere Kreide, welche die beiden Stufen des Neocom und Gault umfasst, fehlt zwar unmittelbar am Nordrande des Schiefergebirges, da hier die obere Kreide direkt auf dem Karbon auflagert; aber sie bildet dennoch die Unterlage der oberen Kreide im grössten Teile des westfälischen Beckens und tritt an den übrigen Rändern desselben, besonders im Teutoburger Walde in weiterer Ausdehnung, zu Tage. Ueber die untere Kreide in letzterem Gebirge können wir uns hier kurz fassen, da dasselbe ausserhalb des niederrheinischen Gebirgssystemes liegt und wir daher dieselbe später im Zusammenhange mit den subhercynischen Kreidebildungen der Wesergegend zu betrachten haben werden.

Die Neocome Stufe im Teutoburger Walde besteht aus weissem oder gelbem Sandstein, ähnlich dem Quadersandstein von Sachsen (der indessen jüngeren Alters ist), in mächtige Bänke abgesondert oder anscheinend massig. An einigen Orten, so z. B. im Tönsberge bei Oerlinghausen, enthält dieser Neocom- (oder „Hils"-)Sandstein zahlreiche Versteinerungen, von denen am bezeichnendsten sind:

Ammonites (Olcostephanus) Decheni A. Röm.
Belemnites subquadratus A. Röm.
Ostrea (Exogyra) Couloni d'Orb.
Pecten crassitesta A. Röm.
Perna Mulleti Desh.
Avicula Cornueliana d'Orb.

Der Neocom-Sandstein lagert sich discordant und übergreifend auf die Trias nördlich des Diemelthales zwischen Paderborn und Warburg; von hier aus bildet er durch die ganze Länge des schmalen Teutoburger Waldes den Kamm des Gebirges und die Wasserscheide zwischen den Zuflüssen der Lippe und Ems einerseits, der Weser andererseits.

Ohne scharfe Grenze lagert über diesem Neocom-Sandstein im Teutoburger Walde die obere Stufe der unteren Kreide, der Gault:

eisenschüssige, braune Sandsteine mit Hornsteinknollen bei Neuenheerse hatte bereits Ferd. Römer durch den Fund eines Leitfossils, des Ammonites auritus Sow., als Gault erkannt. Aus dem Profil des Tunnels bei Altenbeken hat dann Cl. Schlüter die ganze Folge der Gaultschichten im Teutoburger Walde klargestellt:

Hangendes: Cenomaner Plänermergel.

Oberer Gault:
- Buntfarbiger Sandstein.
- Weisser Quarzsandstein mit Ammonites (Schloenbachia) inflatus Sow.
- Glaukonitische Mergel, 0,6 m mächtig.
- Roter, eisenschüssiger Sandstein mit Belemnites minimus List. und Ammonites auritus Sow., 45,5 m mächtig.

Grünsande, 4 m mächtig:
- Mittlerer Gault mit Ammonites (Acanthoceras) Milletianus d'Orb.
- Unterer Gault (= Aptien) mit Ammonites (Acanthoceras) Martini d'Orb.

Liegendes: Gelber Neocom-Sandstein mit Ammonites (Olcostephanus) bidichotomus Leym., 14 m mächtig.

Wahrscheinlich ziehen diese Gaultschichten durch die ganze Länge des Teutoburger Waldes; doch sind sie bisher nur an wenigen Stellen nachgewiesen.

Eine bemerkenswerte Erscheinung ist das Hervortreten der unteren Kreide am Nordwestrande des Beckens von Münster: in vereinzelten Inseln tauchen dort die Kreidestufen nochmals aus der diluvialen Decke hervor. In dem Einschnitt der Ems, unterhalb Rheine bei Schloss Bentlage, stehen schwarze Schieferthone mit Thoneisennieren und mit einer Grünsandbank an, in denen Ammonites (Acanthoceras) Milletianus d'Orb. und Ammonites (Hoplites) interruptus Brug., Leitformen des mittleren Gault, gefunden wurden; auch die Thonmergel des oberen Gault mit Belemnites minimus List. und Ammonites (Hoplites) lantus Sow. sind dort vorhanden. Weiter westlich über die hannoversche Grenze hinaus setzt sich der langgestreckte Gildehäuser Berg bei Bentheim aus gelben Kalksandsteinen zusammen, welche sich durch ihren Gehalt an Pecten crassitesta A. Röm., Belemnites subquadratus A. Röm., Crioceras Duvalii d'Orb. und andere charakteristische Fossilien als Neocome Schichten ausweisen. Unter diesen Sandsteinen lagern bei Bentheim die Thone und Sandsteine der Wälderstufe (Wealden, unteres Neocom), welche wir später bei den subhercynischen Kreidebildungen kennen lernen werden.

Jenseits der niederländischen Grenze erscheinen zu Losser bei Oldenzaal, 11 km südwestlich von Bentheim, gelbe, eisenschüssige Neocomsandsteine mit Pecten crassitesta A. Röm., Ammonites (Olcostephanus) Decheni A. Röm. und mit anderen Leitfossilien. Ferner ist dieser Sandstein beobachtet worden auf westfälischer Seite bei Ochtrup, 18 km südwestlich von Rheine, bei Espe und bei Wentfeld und Donnern, zwischen Ahaus und Vreden.

Gault ist auch in der Umgegend von Ochtrup über dem Neocomsandstein gefunden worden: rote, eisenschüssige Sandsteine und Thone

mit Thoneisennieren und mit Ammonites (Acanthoceras) Martini d'Orb.; darüber Thone mit Belemnites minimus List. Diese Schichten bilden in den Hügeln bei Ochtrup nach H. von Dechen (II, S. 460) eine flache Mulde mit südöstlichem Streichen. Von Ochtrup aus sind in einer Linie nach Südwesten über Ahaus und Stadtlohn bis Wesecke (einem Dorfe an der Strasse von Südlohn nach Borken) eine Reihe von Gault-Aufbrüchen bekannt, in deren Bereich mehrfach auf die Thoneisennieren der Gaultmergel geschürft wurde.

Die Schichtenstellung in den Neocom- und Gault-Inseln am Nord- und Nordwestrande des Kreidebeckens von Münster ist nach H. von Dechen in der Regel schwer zu beobachten: bei Rheine im Bette der Ems fallen die Schichten mit 38—42° in Süd ein; bei Bentheim, Ochtrup und Ahaus nach F. Römer ebenfalls in Süd; doch gibt H. von Dechen für die Gault-Thone im Ochtruper Berg ein südwestliches Fallen und südöstliches Streichen an (II, 460). Jedenfalls verläuft die oberflächliche Linie dieser Schichtenfalte der unteren Kreide anfangs von Rheine über Bentheim und Ochtrup nach Losser und Gronau von Ost nach West, dann über Ahaus und Stadtlohn bis Wesecke mehr nach Südwest, im ganzen also quer gerichtet zu der nordwestlich streichenden Kette des Teutoburger Waldes und eher im Sinne des niederrheinischen Schiefergebirges.

Wesecke ist der südlichste Punkt auf der Westseite des Beckens von Münster, an welchem die untere Kreide zu Tage tritt. Doch ist 30 km weiter südlich zu Hünxe an der Lippe, einem Dorfe zwischen Wesel und Dorsten gelegen, der dunkle Gault-Thon mit Belemnites minimus List. und Ammonites (Hoplites) Deshayesi d'Orb. in 222 m Tiefe unter der Cenomanen Kreide erbohrt worden. Es beweist dieser Fund bei Hünxe, dass die untere Kreide den grössten Teil des Münsterer Beckens, welches mit oberer Kreide angefüllt ist, unterteuft; nur am Südrande desselben fehlen die Schichten der unteren Kreide, da dort die Cenomanen Bildungen direkt auf dem Steinkohlengebirge auflagern. Es greift also die obere Kreide am Südrande über die untere Kreide, gerade wie dies auch am Südende des Teutoburger Waldes der Fall ist; hier treten Neocom und Gault zwischen Paderborn und Warburg zu Tage, während der Cenomane Pläner weit nach Süden bis gegen Stadtberge übergreift.

Die obere Kreide erfüllt die Mitte und den grössten Teil der ganzen Fläche des Beckens von Münster und entwickelt hier ihre drei Stufen, Cenoman, Turon und Senon, in mächtiger und reich gegliederter Schichtenfolge[1]). Auf dem Karbon lagert in einer Linie von Mülheim an der Ruhr bis Stadtberge an der Diemel zunächst der „Grünsand von Essen“, analog ausgebildet, aber nur zum Teil gleichaltrig mit der sogen. „Tourtia“ in Belgien und Nordfrankreich: es sind Grünsande (Quarzsand mit grünen Glaukonitkörnern) und grüne oder braune Sandsteine mit Körnern von Thoneisenstein; Quarz-Konglomerate und -Breccien bilden meistens die Grundlage dieser Sandsteine und gleichen die bis 20 m tiefen Senken der unebenen Oberfläche der unterlagernden Karbon-

[1]) Siehe die Uebersicht der Kreideschichten nach Cl. Schlüter oben S. 177.

schichten aus. Diese stets mehr oder weniger glaukonithaltigen Schichten des unteren Cenoman enthalten bei Mülheim und Essen, wo die Grünsande mergelig sind, eine reiche Fauna, besonders:

Cidaris vesiculosa Gldf.
Catopygus carinatus Ag.
Ostrea macroptera Sow.
— carinata Lam.
Exogyra lateralis Dub.
Pecten asper Lam.
Ammonites (Schloenbachia) varians Sow.

Oestlich von Dortmund werden die Grünsandsteine dieser Zone arm an Versteinerungen. Im Teutoburger Walde sind es echte Plänermergel, welche die Strandfacies der Grünsande von Essen vertreten.

Auch die nächstfolgende Zone des Cenoman ist am Südrande des westfälischen Kreidebeckens ein glaukonitischer, sandiger Mergel, der im weiteren östlichen Fortstreichen in Plänerkalk übergeht und im Teutoburger Walde einen festen, dickbankigen Mergelkalk darstellt. Diese Zone enthält ausser dem häufigen Ammonites varians Sow. unter anderem:

Hemiaster Griepenkerli Stromb.
Megerlea lima Defr.
Terebratula biplicata Sow.
Inoceramus striatus Mant.
Baculites baculoïdes Mant.
Turrilites cenomanensis Schlüt.

Eng verbunden mit dieser zweiten ist die dritte Cenomanzone mit dem Ammonites (Acanthoceras) Rhotomagensis Brong. Die Glaukonit-Beimischung fehlt den teils festen Kalken, teils bröckeligen Mergeln dieser Zone. Neben jenen häufigen Ammoniten sind die Schichten charakterisiert durch:

Discoïdea cylindrica Lam. und
Holaster subglobosus Leske.

Doch konnte diese Zone über dem produktiven Steinkohlengebirge von Mülheim bis Unna noch nicht nachgewiesen werden, während sie weiter östlich die ständige Begleiterin der Varians-Zone ist. Nach den Angaben von Ferd. Römer und A. von Strombeck scheint die ganze Cenomane Stufe am Südrande des Kreidebeckens nur 20—30 m mächtig zu werden, im Teutoburger Walde dagegen nach Cl. Schlüter eine grössere Mächtigkeit zu erreichen.

Den Turonen Pläner von Westfalen zerlegt Cl. Schlüter in fünf Zonen, deren vier als Mytiloïdes-, Brongniarti-, Scaphiten- und Cuvieri-Pläner in der norddeutschen Kreide allgemein verbreitet sind, deren fünfte und unterste aber mit Actinocamax (Belemnites) plenus Blainv. bis jetzt auf die Strecke von Mülheim an der Ruhr bis Dortmund beschränkt ist. Diese unterste Zone besteht aus fossilarmen Mergeln mit dicken Glaukonitkörnern und liegt zunächst auf den Varians-Mergeln des Cenoman, da, wie erwähnt, die Rhotomagensis-Zone in diesem Gebiete fehlt. Die Mytiloïdes-Pläner haben ihren Namen von den oft in

grosser Menge eingebetteten Schalen des Inoceramus mytiloïdes Schlth. erhalten; dieselben sind am Südrande des Beckens hellgraue, rasch verwitternde Mergel, im Teutoburger Walde dagegen manchmal recht feste Mergelkalke. Die wenig ergiebige Fauna dieser Zone enthält von Cephalopoden:

Ammonites (Acanthoceras) nodosoïdes Schlüt.
Ammonites Lewesiensis Mant.

Auch am Westrande des westfälischen Kreidebeckens ist diese Plänerzone durch das häufige Vorkommen des Inoceramus labiatus Schlth. zu Graes und Wessum bei Ahaus und zu Oeding bei Südlohn nachgewieseu. Diese Zone ist nur 1—6 m mächtig.

Die Turonen Plänerzonen unterscheiden sich in der Gesteinsbeschaffenheit wenig von einander. Auch die Zone mit Inoceramus Brongniarti Mant. und Ammonites (Acanthoceras) Woolgari Mant. besteht aus lichten, meist weissen Mergeln, bald dünn-, bald dickschichtigen, welche östlich im Teutoburger Walde in splittrige und zellige Kalke übergeheu. Bei Esseu sind diese „weissen Mergel“ nach Strombeck nur etwa 12 m, bei Unna aber 40—50 m mächtig. Von Dortmund an nach Osten bilden diese weissen Mergel den flachen Nordabhang des Hellweges. Im ganzen ist diese Zone arm an Versteinerungen; eine Facies derselben sind die Galeriten-Schichten. Mergel, in denen das Leitfossil, der Galerites albogalerus d'Orb., z. B. am Westrande des westfälischen Kreidebeckens in der Umgegend von Ahaus vorkommt.

Der Scaphiten-Pläner bildet am Südrande des Beckens eine ausgezeichnete Zone von glaukonitreichen Sanden, Sandsteinen und sandigen Mergeln, den „oberen Grünsand“ oder „Grünsand von Soest“; er ist im Gegensatz zu dem unteren Grünsand von Essen frei von Thoneisenkörnern. Diese obereu Grünsandsteine wurden vielfach als geeignete Bausteine verwendet, besonders bei deu älteren Kirchenbauten in der Umgegend von Soest. Neben dem leitenden Spondylus spinosus Sow. sind häufiger

Nautilus cf. rugatus Schlönb.
Ammonites Austeni Shrp.
Terebratula semiglobosa Sow.,

während der nameugebende Scaphites Geinitzi d'Orb. und der in den subhercynischen Bergen häufige Heteroceras Reussianum d'Orb. im Becken von Münster noch nicht gefunden wurden. Die Mächtigkeit des oberen Grünsandes gibt A. von Strombeck zu 16—20 m an.

Die jüngste Turon-Zone, die Cuvieri-Pläner, bestehen in Westfalen aus weissgrauen Mergeln und dünnschichtigen Kalken, welche sich besonders in der Umgegend von Paderborn, Gesecke und Soest ausbreiten; im westlichen Fortstreichen werden sie bei Dortmund glaukonitisch. Ueberall sind diese Pläner reich an zwei Leitfossilien:

Inoceramus Cuvieri Sow. und
Epiaster brevis Desor,

neben welchen einige andere Versteiuerungeu als unwesentlich zurücktreten. Nach Strombeck wird diese Plänerzone (abzüglich 47 m für

den von Strombeck miteingerechneten Emscher Mergel) 33 m mächtig. Die ganze Turone Stufe erreicht demnach im südlichen Westfalen eine Mächtigkeit von ca. 100 m.

Zwischen die Turone und Senone Stufe hat Cl. Schlüter eine Zoue eingeschaltet, welche er „Emscher Mergel" benennt nach dem Emscher Flusse, oder nach den charakteristischen Fossilien „die Zone mit
Ammonites Margae Schlüt. und
Inoceramus digitatus Sow."

Am Südrande des westfälischen Kreidebeckens bildet der Emscher Mergel eine breite Zone von blaugrauen Mergeln, die leicht verwittern, oft sandig, auch glaukonitisch werden; von Ruhrort nach Hamm und Lippstadt bis Paderborn sind diese Mergel meist mit diluvialen und alluvialen Anschwemmungen überdeckt, jedoch durch viele Bohrungen (auf die unterliegenden Steinkohlenflöze) überall in diesen Gebieten nachgewiesen. Die Mächtigkeit der Emscher Mergel unter den Flussablagerungen des breiten Emscher Thales beträgt im südlichen Ausgehenden nur ca. 50 m, bei Castrup 107 m, und soll weiter nördlich gegen die Muldentiefe des Kreidebeckens (nur nach Bohrungen) sogar bis auf 500 m (?) zunehmen.

Der Emscher Mergel enthält nach Cl. Schlüter 25 Cephalopoden, von denen die Mehrzahl dieser Zone eigentümlich ist: so den weitverbreiteten Ammonites tricarinatus d'Orb. und den Turrilites plicatus d'Orb. Die Inoceramen erreichen in diesen Mergeln eine besondere Grösse, vor allem Inoceramus digitatus Sow., der hier bis 0,5 m gross wird. A. Reuss hat auch eine grosse Menge von Foraminiferen aus den Emscher Mergeln von Westfalen beschrieben [1]; die von Reuss angegebene Verteilung der Foraminiferen in den verschiedenen Kreidestufen bestätigt die aus der übrigen Fauna und aus der Lagerung allgemein zu erkennende Thatsache, dass Neocom und Gault (untere Kreide) nahe miteinander verbunden sind, aber ziemlich scharf sich abtrennen von den jüngeren Stufen des Kreidesystemes (der oberen Kreide), hingegen diese jüngeren Stufen unter sich wieder nähere Beziehungen zeigen.

Auf der Ostseite des Beckens von Münster konnte der Emscher Mergel noch nicht nachgewiesen werden, da dort die Kreideschichten grösstenteils verborgen liegen unter den mächtigen diluvialen Ablagerungen in der Sennerheide und den Anschwemmungen der Ems und ihrer Zuflüsse. Am Nordwestrande des Beckens ist der Emscher Mergel wahrscheinlich bei Ahaus vorhanden, nach älteren Angaben über jetzt verschüttete Aufschlüsse (siehe H. von Dechen II, S. 445).

Altem Herkommen nach wird die Senone Kreide im nordwestlichen Deutschland in die Quadratenschichten mit Actinocamax (Belemnites) quadratus Blainv. und die Mucronatenschichten mit Belemnitella mucronata Schlth. eingeteilt. Da aber die Fauna der oberen Quadraten-

---

[1] A. E. Reuss, Die Foraminiferen der westfälischen Kreideformation. in Sitzungsber. Wien. Akad. Wiss. math.-naturwissensch. Klasse Bd. 40, S. 147—238. Wien 1860. In dieser Abhandlung sind die Emscher Mergel zum Unter-Senon gestellt, was wohl als zweckmässig beizubehalten sein dürfte.

schichten (die Zone der Becksia Soekelandi) nach Schlüters Untersuchungen eine grössere Annäherung an die Fauna der Mucronaten-, als der unteren Quadratenschichten erweist, so hat Schlüter in seiner Einteilung der westfälischen Kreideschichten jene Zone mit der Becksia Soekelandi, in welcher gleichwohl der Actinocamax quadratus am häufigsten erscheint, bereits zum Ober-Senon gerechnet und nennt daher Unter-Senon nur die ehemaligen unteren Quadratenschichten. Da diese Umänderung in der Bezeichnung von Ober- und Unter-Senon Anlass zur Verwirrung geben könnte, erwähnen wir derselben hier.

Das Unter-Senon, welches Schlüter als Schichten mit Inoceramus lingua Gldf. (= J. lobatus Münstr. und cancellatus Gldf.) und mit Exogyra laciniata Nilss. bezeichnet, beginnt nördlich des Emscher Thales bei Recklinghausen mit gelblichen, sandigen Mergeln, in denen Glaukonit und flache Kalknieren liegen; die Mächtigkeit dieser Sandmergel beträgt mindestens 50 m. Von den wenigen Versteinerungen der Sandmergel von Recklinghausen ist Marsupites ornatus Mill. in Westfalen nur in dieser Zone gefunden worden. Die lange Reihe von Sandhügeln nördlich von Recklinghausen in der Haard bis zur Lippe bei Haltern, welche auch jenseits des Lippeflusses in der „Hohen Mark" und weiter nördlich bis gegen Südlohn hin zu verfolgen ist, entstand durch die Quarzsandsteine der mittleren Zone des Unter-Senon mit Pecten muricatus Gldf.; auch Pecten quadricostatus Sow. und Pinna quadrangularis Gldf. sind hier in dieser Zone häufig. Der Sandsteiu, Quarzfels und lose, zerfallende Sande dieser mittleren Zone, in Westfalen etwa 50 m mächtig, entsprechen dem subhercynischen Senonen Quadersandstein.

Im Nordosten, von Haltern aus gegen das Centrum des Beckens fortschreitend, folgen jüngere Schichten bei Dülmen: feste, graue, kalkige Sandsteine und sandige Kalksteine, ebenfalls iu lose, gelbliche Sande zerfallend, mit einer reicheren Fauna, in welcher der Scaphites binodosus A. Röm. als Leitfossil genannt wird; häufiger sind nach F. Römer in dieser Zoue: Exogyra laciniata Nilss., Inoceramus Crispii Mant., Pholadomya caudata A. Röm. und ein langschwänziger Meereskrebs, Callianassa antiqua Otto. Von Dülmen aus lässt sich diese obere Zone des Unter-Senon verfolgen nach Südosten über Seppenrade (4 km westlich von Lüdinghausen) und nach Nordwesten über Flaamsche und Stockum bis Ahaus und Nienborg.

Das Ober-Senon nannte Schlüter auch Coeloptychien-Kreide nach den zahlreichen Schwämmen dieser Gattung, Coeloptychium agaricoïdes Gldf., lobatum Gldf. und anderer Arten, welche im Ober-Senon neu auftreten und zugleich weit verbreitet sind. Die erste Zone dieser Abteilung des Senon enthält sandige Mergel, in welchen Actinocamax (Belemnites) quadratus Blainv. in grösster Menge vorkommt; daneben findet sich ein Schwamm, den Schlüter Becksia Soekelandi nannte, viele Seeigel, unter anderen Cardiaster granulosus Gldf. und einige Ammoniten, so Ammonites Lettensis Schlüt. Diese Mergelzone verbreitet sich von Legden über Holtwick und Coesfeld bis Lette in einer flachwelligen Gegend 30 km westlich von Münster.

Oestlich von Coesfeld schliessen sich dann die unteren Mucronaten-Schichten an, Schlüters Zone mit



Ammonites Coesfeldensis Schlüt.
Micraster glyphus Schlüt.
Lepidospongia rugosa Schlüt.

Es sind Mergel, Kalksteine und sandige Mergel, in welchen zwischen den Orten Coesfeld, Nottuln und Osterwick zahlreiche Versteinerungen, besonders Cephalopoden, angetroffen worden; auch 18 km nordöstlich von Coesfeld im Schöppinger Berge bei Horstmar, auf der Nordseite der Muldentiefe des Münsterer Beckens sind die Fossilien dieser Zone bekannt geworden. Reuss hat aus diesen unteren Mucronaten-Schichten Westfalens eine grosse Menge von Foraminiferen beschrieben[1]). Die Mächtigkeit dieser Schichten in den Baumbergen östlich Coesfeld wird auf 65 m geschätzt, diejenige der nächstfolgenden jüngsten Zone auf 30 m.

Bemerkenswert sind die zahlreichen, meist schmalen Gänge von Strontianit in den Mergeln zwischen Hamm und Drensteinfurt; die Gänge sind durchschnittlich nur 30 cm breit, erreichen aber an einzelnen Stellen eine Mächtigkeit von 2,5 m; sie fallen steil ein quer durch die flachlagernden Schichten und sind ausgefüllt mit krystallinisch-stengligem Strontianit. Dieses Mineral findet jetzt bei der Zuckerraffinerie eine starke Verwendung, und ist dieses Vorkommen bei Hamm in Westfalen der reichste von den wenigen Strontianitfunden in Deutschland. Auch Asphalt liegt in den Mergeln dieser Zone in kleinen oberflächlichen Gängen bei Darfeld, einem Dorfe zwischen Coesfeld und Horstmar gelegen.

Die jüngsten Bildungen der westfälischen Kreide, die oberen Mucronaten-Schichten, sind nur in der Mitte des Beckens in zwei getrennten Partien übrig geblieben, die eine bei Sendenhorst südlich von Münster, die andere bei Billerbeck westlich von Münster. Am besten sind diese Schichten aufgeschlossen in den 9—12 m tiefen Steinbrüchen der Baumberge nördlich von Nottuln; dort ist das folgende Profil nach H. von Dechen (II. S. 493) zu sehen, vom Hangenden ins Liegende:

1) Lockere graue Mergel mit Kalknieren.
2) Blaugrauer, mergeliger Kalkstein, 4,7 m mächtig.
3) Lockere, leicht zerfallende Mergel, 2 m mächtig.
4) Gelblichweisser, kalkiger Sandstein mit wenig Glaukonit; darin Fischreste, 1—2 m mächtig.
5) Gelblichgraue Kalkmergel mit zahlreichen Glaukonitkörnern und mit Scyphia Decheni Gldf.

Im nördlichen Teile dieser Partie liegen Knollen von schwarzem Feuerstein in sandigen Kalkmergeln und festen splittrigen Kalken, ein seltenes Vorkommen im Becken von Münster, während der Feuerstein in anderen Gebieten bekanntlich ständiger Begleiter der Senonen Kreide ist. Diese jüngsten Kreideschichten bezeichnet Schlüter nach den drei Leitfossilien des

Heteroceras polyplocum A. Röm.
Ammonites (Pachydiscus) Wittekindi Schlüt.
Scaphites pulcherrimus A. Röm.

---

[1]) A. E. Reuss in der oben S. 183 Anmerkung 1 citierten Abhandl. 1860.

Ferner kommen hier viele Fische, Krebse und Schwämme (Cöloptychien und Scyphien) vor und von Mollusken noch:

Belemnitella mucronata Schlth.
Baculites anceps Lam.
Inoceramus Crispii Mant.

Die südliche Partie von Sendenhorst besteht aus Plattenkalken mit einer Decke von blaugrauen Thonmergeln; in diesen Plattenkalken sind Fische, Krebse und Pflanzenreste häufig, aber Mollusken selten.

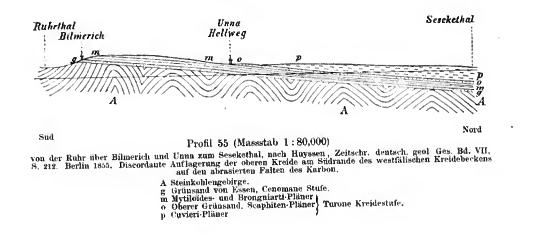
Mit dieser Zone des Heteroceras polyplocum schliesst das Kreidesystem in Westfalen ab, während wir bei Aachen und Mastricht noch eine jüngere Kreidezone kennen lernen werden. Die ganze Mächtigkeit der oberen Kreide in Westfalen darf auf 550 m geschätzt werden, indem für die Cenomane Stufe nur 20—30 m Mächtigkeit, für die Turone ca. 150 m, für das Unter-Senon etwa 250 m (darunter für die Emscher Mergel ca. 100 m) und für das Ober-Senon ca. 125 m berechnet werden können.

Aus der westfälischen Kreide haben Hosius und von der Marck eine grosse Anzahl von fossilen Pflanzen beschrieben, welche zumeist aus der Neocomen und der Senonen Stufe stammen. Die westfälische Neocomflora schliesst sich eng an diejenige des norddeutschen Wälderthones (unteres Neocom): die Coniferen-Familie der Abietineen (besonders die Gattung Pterophyllum) sind in zehn Arten vertreten; dazu kommen einige Farnkräuter, während die Dicotyledonen (unsere Laubbäume) noch vollständig fehlen.

Die Kreideschichten zwischen der Neocomen und der Senonen Stufe ergaben nur eine geringe Ausbeute an Pflanzenresten. Nach dieser grossen Lücke erscheinen in dem Unter-Senon, und zwar in der Zone des Pecten muricatus, als erste Dicotyledonen die Crednerien, Laubbäume mit grossen Blättern; Credneria ist eine Gattung, welche jetzt ausgestorben ist und nur während der jüngeren Kreidezeit auf der Erde wuchs. Die Credneria westfalica Hos., denticulata Zenkr. und integerrima Zenkr. kommen auch im subhercynischen Senonen Quadersandstein zu Blankenburg am Harze in schönen Blattabdrücken vor. Neben den Crednerien finden sich in diesen westfälischen Schichten auch Algen und verkieselte Stämme von Baumfarnen, Coniferen und Cycadeen.

Aus den oberen Quadratenschichten (Zone der Becksia Soekelandi) ist eine ausgezeichnete Fundstätte für fossile Pflanzen bekannt bei Legden, zwischen Coesfeld und Ahaus gelegen: neben verschiedenen Meeresalgen sind dort Coniferenreste häufig, unter denen die auch sonst weitverbreitete Sequoïa Reichenbachi Gein. zu erwähnen ist. Unter den apetalen Dicotyledonen erscheinen hier neben den Crednerien von anderen Laubbäumen auch immergrüne Eichen (Quercus), welche ihre nächsten Verwandten jetzt im tropischen und subtropischen Asien besitzen; dann Feigen- und Lorbeerbäume.

Am reichsten an Pflanzenresten zeigte sich die jüngste Zone der westfälischen Kreide, die Zone des Heteroceras polyplocum: den bereits genannten Fundorten in den Baumbergen westlich von Münster und bei Sendenhorst schliessen sich diejenigen von Lemförde-Haldem an, welch



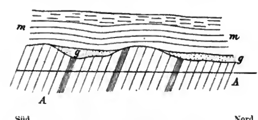
Profil 55 (Massstab 1 : 80,000)

von der Ruhr über Bilmerich und Unna zum Sesekethal, nach Huyssen, Zeitschr. deutsch. geol Ges. Bd. VII, S. 212. Berlin 1855. Discordante Auflagerung der oberen Kreide am Südrande des westfälischen Kreidebeckens auf den abrasierten Falten des Karbon.

A Steinkohlengebirge.
g Grünsand von Essen, Cenomane Stufe.
m Mytiloides- und Brongniarti-Pläner } Turone Kreidestufe.
o Oberer Grünsand. Scaphiten-Pläner }
p Cuvieri-Pläner }

letztere Orte allerdings bereits ausserhalb unseres Gebietes, nämlich nördlich vom Teutoburger Walde an der Grenze von Westfalen gegen Hannover liegen. Dieser jüngsten Kreideflora von Westfalen fehlen bereits gänzlich die Crednerien; von Laubbäumen herrschen vor die immergrünen Eichen in sehr wechselnden Formen ihrer Blätter; daneben finden sich Reste von Eucalyptus, von Pappeln, Myrten, Feigen- und Lorbeerbäumen, auch von einigen Nadelhölzern, und zwar eine Art von Pinus und zwei Arten von Cunninghamites. Im ganzen zeigt die Flora des jüngsten Senon in Westfalen bereits ansehnliche Unterschiede gegen die Flora von Legden; dagegen schliesst sie sich näher an die Floren des älteren Tertiärgebirges an.

Die Lagerung der Kreidestufen im Becken von Münster ist eine sehr einförmige und wenig gestörte: die Schichten fallen mit ganz geringen Winkeln von durchschnittlich 4°[1]) vom Nordrande des Steinkohlengebirges an der Ruhr im Norden gegen die Mitte des Beckens zu ein, so dass man von Süd nach Nord fortschreitend immer jüngere Zonen des Kreidesystemes antrifft. Die Kreide lagert discordant auf den abrasierten Falten oder steilgestellten Schichten des karbonischen Systemes, wie das umstehende (S. 187) und das folgende Profil zeigen.



Süd Nord

Profil 56 (Detail aus Profil 55)

in einem Steinbruche bei Bilmerich südlich von Unna, nach F. Römer, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. VI, S. 141. Berlin 1854. Discordante Auflagerung der oberen Kreide auf Karbon.

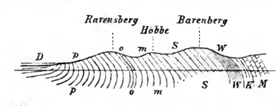
A Kohlensandstein mit schiefrigen und kohligen Zwischenlagen
g Kalkiges Konglomerat mit Glaukonit, Cenomane „Grünsande von Essen"
m Weisser, dünnschichtiger Kalkmergel mit Inoceramus mytiloïdes, Turoner Pläner

Im grösseren Teile des Beckens lagern die Kreidestufen fast ganz horizontal. Die Schichten der am Nordwestrande auftauchenden Inseln der unteren Kreide bei Bentheim, Ochtrup und Ahaus fallen nach Süden, also gegen die Muldenmitte zu ein, ebenfalls mit flachen Winkeln. Dagegen nehmen die Kreidestufen des westfälischen Beckens am Südwestrande des Teutoburger Waldes teil an den bedeutenden Störungen, welchen dieses Gebirge seine Erhebung und seinen Ursprung verdankt: die Kreideschichten stehen hier vertikal oder in überkippter Stellung und bilden zum Teil die Kammlinie des Teutoburger Waldzuges selbst, discordant den älteren Schichtensystemen (Jura und Trias) aufgelagert. Erst im nordwestlichen Ausgehen des Teutoburger Waldes wird das

---

[1]) Aug. Huyssen, Die Soolquellen des westfälischen Kreidegebirges, ihr Vorkommen und mutmasslicher Ursprung. in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. VII, S. 26. Berlin 1855.

Einfallen der Kreidestufen ein normales, so dass wir im Einschnitt des Emsflusses ein Fallen von 38—42° in Süd kennen lernten. Obwohl diese steilen Schichtenstellungen der Kreide am Südrande des Teutoburger Waldes bereits den im hercynischen Gebirgssysteme herrschenden Bewegungen folgen, wollen wir doch hier der vollständigeren Kenntnis des westfälischen Kreidebeckens wegen noch die beiden folgenden Profile aus dem Bereiche des Teutoburger Waldgebirges angeben.

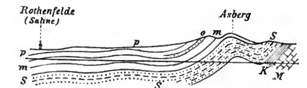


Südwest — Nordost

Profil 57 (Massstab 1 : 25,000)

durch die Kreidestufen am Südrande des Teutoburger Waldes, südlich von Borgholzhausen bei Halle, nach Huyssen, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. VII, S. 251. Berlin 1855.

M Muschelkalk } Triassystem.
K Keuper }
W Wälderthon, untere Neocome Kreide.
S Neocom- und Gault-Sandstein.
m Unterer Pläner, Cenoman und Turon.
o Oberer Grünsand } Turone Stufe.
p Cuvieri-Pläner }
D Diluvium.



Südsüdwest — Nordnordwest

Profil 58 (Massstab 1 : 80,000)

durch die Kreidestufen am Südrande des Teutoburger Waldes, von Rothenfelde (15 km südlich von Osnabrück) auf den Asberg (Osberg, 305 m hoch), nach Huyssen, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. VII, S. 239. Berlin 1855.

M Muschelkalk } Triassystem.
K Keuper }
S Neocom- ond Gault-Sandstein.
m Mytiloïdes- und Brongniarti-Pläner }
o Oberer Grünsand } Turone Kreidestufe.
p Cuvieri-Pläner }

Auch gegen Westen folgen in der Richtung vom Rheine her nach Münster zu die verschiedenen Zonen der oberen Kreide von den älteren zu den jüngeren aufeinander, so dass auch auf dieser Seite, an der unteren Lippe und an der Emscher die Schichten, wenn auch nur ganz flach, zur Muldenmitte zu einfallen. Aus diesen allgemeinen Lagerungsverhältnissen der Kreidestufen in Westfalen erkennen wir, dass das Becken von Münster seinen Namen mit Recht trägt: von allen Seiten fallen die Schichten gegen die Mitte der hügeligen westfälischen Ebene ein. Die Einwirkung des rheinischen Schiefergebirges beobachten wir

am Südrande des Beckens, diejenige des hercynischen Gebirgssystemes am Nordostrande längs des Teutoburger Waldes; die Ursache der Faltenstauungen im Nordwesten des Kreidebeckens kennen wir nicht. Die längste Achse der Muldenmitte geht von Lippstadt über Münster nach Horstmar, liegt also parallel der Nordwestrichtung des Teutoburger Waldgebirges.

b. Kreide bei Aachen und Mastricht.

Vergleichende Uebersicht der Kreideschichten bei Aachen und in Westfalen.

Kreidestufen:	In Westfalen nach Schlüter (siehe die Uebersicht oben S. 177):	Bei Aachen nach Holzapfel:
Obersenone Kreide.	—	Kreidetuff von Mastricht.
	Obere Mucronatenschichten mit Heteroceras polyplocum, 30 m mächtig.	Kalkmergel bei Vetschau.
	Untere Mucronatenschichten mit Ammonites Coesfeldensis, 65 m mächtig.	Kreidemergel mit Feuerstein / Kreidemergel ohne Feuerstein } 30 m.
	Obere Quadratenschichten mit Becksia Soekelandi, 30 m mächtig.	Aachener Grünsande mit Actinocamax quadratus.
Untersenone Kreide.	Untere Quadratenschichten mit Inoceramus lingua und Exogyra laciniata, ca. 150 m.	Aachener Sande mit Inoceramus lingua, 100 bis 130 m mächtig.
Liegendes:	Emscher Mergel.	Devon und Karbon.

In Aachen und der weiteren Umgebung der Stadt und westlich über die niederländische und belgische Grenze hinüber lagern zunächst auf den abrasierten Schichtenköpfen des Devon und Karbon in nahezu horizontaler Lage die sogen. „Aachener Sande", eine 100—130 m mächtige Schichtenreihe der Senonen Kreide, bestehend in losen, feinkörnigen, hellgelben oder weissen Quarzsanden mit zum Teil kieseligen Sandsteinknollen und mit vielfach auskeilenden Thonzwischenlagen; nahe der oberen Grenze dieser Sande stellt sich in festeren Sandsteinen eine bis 0,5 m mächtige Konglomeratbank ein, aus weissen Quarzgeröllen zusammengesetzt. Aus der „Fauna der Aachener Sande" sind nach E. Holzapfel [1]) besonders wichtig:

[1]) E. Holzapfel, Ueber die Fauna des Aachener Sandes und seine Aequivalente, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 37, S. 595—609. Berlin 1885. Siehe auch: Joh. Böhm, Der Grünsand von Aachen und seine Molluskenfauna, in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl. Westf., 42. Jahrg., S. 1—152. Bonn 1885; und J. Beissel, Der Aachener Sattel. S. 85 ff. Aachen 1886.

Inoceramus lingua Gldf. (= lobatus Münstr.)
— Crispii Mant.
Cardium pectiniforme Müll.
Actaeonella maxima Müll.
— gigantea Sow.
— laevis Sow.

Nach der Ansicht von Holzapfel entspricht der Aachener Sand dem ganzen westfälischen Unter-Senon Schlüters, also den unteren Quadratenschichten mit Exogyra laciniata und Inoceramus lingua; eine weitere Teilung der Aachener Sande in Zonen lässt die wenig umfangreiche Fauna, welche auch vorwiegend im oberen Teile der Schichtenreihe auftritt, bis jetzt nicht zu, um so mehr als Cephalopoden, auch Actinocamax (Belemnites) quadratus noch nicht aus den Aachener Sanden bekannt wurden.

Viel reicher als an Tierresten sind die Aachener Sande und besonders die eingelagerten Thonletten an Pflanzenresten, welche an einzelnen Stellen in grosser Menge, in den Thonen auch in guter Erhaltung vorkommen [1]). Von den Algen ist am häufigsten Chondrites jugiformis Db., von den Farnen die Gattungen Lygodium, Carolopteris und Didymosorus: unter allen Pflanzen herrschen aber die Koniferen bedeutend vor, und zwar die Gattungen Cunninghamites, Geinitzia, Araucaria und Sequoïa; nur vereinzelt kommen Blätter der Monokotyledonen und Dikotyledonen vor, so Blätter von immergrünen Eichen und von Crednerien. Die bisherigen Bestimmungen dieser Pflanzen genügen noch nicht, um sie näher mit denjenigen aus der Kreide von Westfalen vergleichen zu können.

Ueber den Untersenonen Sanden folgt der „Aachener Grünsand", feinkörnige, glaukonitreiche Sande, gegen oben in Glaukonit-Breccien übergehend; zur belgisch-niederländischen Grenze hin werden die Sande stark mergelig. Diese Grünsande und grünen Mergel sind bei Aachen und in den benachbarten Provinzen Limburg stellenweise sehr reich an Mollusken; hier findet sich auch Actinocamax (Belemnites) quadratus Blainv. nicht selten und zwei andere Cephalopoden:

Scaphites hippocrepis Soy.
— aquisgranensis Schlüt.

Holzapfel parallelisiert die Aachener Grünsande der Zone mit Becksia Soekelandi Schlüters, also der oberen Quadratenkreide, in welcher Zone auch in Westfalen der Actinocamax quadratus am häufigsten sich findet; Schlüter rechnet, wie wir oben gesehen haben, diese Zone bereits zum Ober-Senon. Beim Altenberge haben sich auch im Grünsande Blätter der für die jüngere Kreide so charakteristischen Gattung Credneria gefunden.

Die Schichten mit Belemnitella mucronata Schlth. über den Aachener

[1]) H. Debey und C. von Ettingshausen, Die urweltlichen Thallophyten des Kreidegebirges von Aachen und Mastricht und die urweltlichen Acrobryen desselben, in Denkschr. Wien. Akad. Wissensch. Bd. 16, 17. Wien 1859; siehe auch die Liste der Pflanzen aus den Aachener Sanden bei H. von Dechen, Uebersicht Bd. II, S. 427—429. Bonn 1884.

Grünsanden bestehen aus Mergeln ohne Feuerstein und sind zunächst auch noch glaukonitisch und sandig, gehen aber bald in echte, etwas festere Kreidemergel über. Die obere Zone dieser Obersenonen Schichtenreihe umfasst Mergel mit schwarzem Feuerstein („Flint“), welcher in Knollen und Nieren, auch gelegentlich in dünnen Platten dem Kreidemergel strichweise einlagert. Diese Mucronaten-Kreide mit und ohne Flint ist in der Gegend von Aachen etwa 30 m mächtig und ziemlich reich an Versteinerungen. In den unteren Mergeln ist Belemnitella mucronata Schlth. sehr häufig; auch Brachiopoden, Echinodermen und Foraminiferen erscheinen zuweilen in grösserer Menge in denselben. In den flintreichen oberen Mergeln werden nach J. Beissel am häufigsten angetroffen:

Hemiaster breviusculus d'Orb.
— Koninckianus d'Orb.
Catopygus piriformis Ag.
Terebratula carnea Sow.

Ueber den Flintmergeln liegen in der Umgegend von Aachen nur bei Vetschau, 4 km nordwestlich von Aachen, noch jüngere Schichten, und zwar Mergel und Kalksteine, über welchen dann in den niederländischen und belgischen Provinzen Limburg als jüngste Kreidebildung die sogen. Kreidetuffe von Mastricht folgen.

Während diese Kreideschichten in söhliger Lagerung in dem flachen Hügellande bei Aachen und Mastricht sich verbreiten und nur im Aachener Stadtwalde sich bis zu einer Höhe von 300 m über dem Meere erheben, finden sich einige Reste der eben erwähnten Obersenonen Flintmergel hoch oben auf den Plateauhöhen des Hohen Venn: in einem Einschnitt der Bahn von Lüttich nach Luxemburg auf der Wasserscheide zwischen Spaa und Francorchamps in einer Höhe von fast 600 m über dem Meere wurde eine 10 m mächtige Ablagerung von lose angehäuften Flintknollen angetroffen. Eine gleiche Ablagerung von schwarzen Feuersteinen liegt in noch grösserer Höhe auf dem höchsten Rücken des Hohen Venn in 693 m über dem Meere an der Baraque St. Michel auf der Grenze zwischen Belgien und Preussen. Diese Ablagerungen von Feuerstein-Knollen sind offenbar die letzten Reste der einst über die ganze Hochfläche des Hohen Venn ausgebreiteten Obersenonen Kreidemergel; die bedeutenden Höhenunterschiede der Kreide bei Aachen und auf dem Hohen Venn, Unterschiede von mehr als 400 m, können nur hervorgerufen sein durch die auch nach der Kreidezeit stets andauernden Absenkungen der niederrheinischen Tiefebene.

Die eben erwähnten jüngsten Kreideablagerungen bei Mastricht beginnen mit weissen Kreidemergeln, in denen viele Knollen von braunem Phosphorit inne liegen; sodann folgen die „Kreidetuffe“, gelbliche Kalkschichten von etwa 20 m Mächtigkeit, welche fast ganz aus den aufgehäuften Schalenresten von marinen Tieren, von Foraminiferen, Bryozoën, Mollusken und Echinodermen zusammengesetzt sind. Die oolithisch aussehenden Kalksteine, wie sie in den schon von den Römern betriebenen unterirdischen Steinbrüchen am Petersberg bei Mastricht gebrochen werden, sind wie die Pariser Grobkalke frisch aus dem Bruch noch so

weich, dass sie sich sägen lassen. Hier wurde am Ende des vorigen Jahrhunderts der durch Cuvier's Beschreibung nachmals berühmte Schädel des gewaltigen Schlangensauriers, Mosasaurus Camperi H. von Meyr., aufgefunden; nach vollständigeren Skeletten, welche in der oberen Kreide der östlichen Staaten von Nordamerika entdeckt wurden, erreichte diese langgeschwänzte Meereseidechse eine Länge von ca. 20 m. Von der grossen Anzahl anderer Tierreste aus dem Kreidetuffe von Mastricht sind am häufigsten:

Belemnitella mucronata Schlth.
Baculites Faujasii Lam.
Terebratula carnea Sow.
Crania Ignabergensis Retz.
Ostrea vesicularis Lam.
Janira quadricostata Sow.
Hemipneustes striato-radiatus d'Orb.
Bryozoën.

Die Kreideablagerungen bei Aachen und Mastricht umfassen demnach nur die Senone Stufe, diese jedoch in einer vollständigen Schichtenreihe und in einer Mächtigkeit von 150—180 m. Westlich der niederländischen und belgischen Provinzen Limburg bis zum Hennegau ist die Kreide nur in vereinzelten Partien vor der Denudation bewahrt worden [1]; sie tritt geschlossen erst wieder auf am Rande des Pariser Beckens, dessen Kreideflächen das paläozoïsche Grundgebirge der Ardennen bis nach Mons hin überlagern. Im Hennegau entwickeln sich unter dem Senon auch die älteren Kreidestufen bis zum Gault. Unter den Gaultschichten lagern in der Umgegend von Mons Sande mit Braunkohlen und Konglomerate, welche dem Wealden (Untere Neocome Stufe) angehören. Aus einer Grube solcher Braunkohlen zu Bernissart, einem Orte mitten zwischen Mons und Tournai gelegen, stammen die vollständigen, 6—7 m langen Skelette des Iguanodon Mantelli Owen, welche im Museum zu Brüssel aufgestellt sind [2].

Diese Sande der Wälderstufe in Belgien hatte Dumont verwechselt mit den Untersenonen „Aachener Sanden", weil beide Sandbildungen zunächst das karbonische Grundgebirge überlagern; aber so gross ist der Einfluss dieses Meisters der belgischen Geologie, dass die unrichtige Bezeichnung Dumont's „système aachénien" für das Wealden (welches bei Aachen gar nicht vorhanden ist) noch jetzt von den belgischen und nordfranzösischen Geologen gebraucht wird [3].

Ein wichtiges Verbindungsglied zwischen der Aachener und der westfälischen Kreide müssen wir endlich hier noch erwähnen; über den abgesunkenen Trias-Schollen bei Commern am Nordostrande der Eifel widerstand ein Kreiderest der alles zerstörenden Denudation: nahe süd-

[1]) C. Malaise, Description de gîtes fossilifères devoniens et d'affleurements du terrain crétacé. Mit Karte im Massstab 1 : 160,000. Bruxelles 1879.

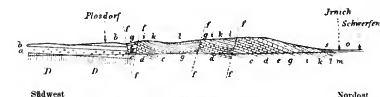
[2]) L. Dollo, Cinquième note sur les Dinosauriens de Bernissart. Darin auf Taf. VII die Abbildung eines ganzen Skelettes von Iguanodon Mantelli. In Bull. Mus. roy. d'hist. nat. de Belgique, tome III, S. 129—146. Bruxelles 1884.

[3]) J. Gosselet, Esquisse géologique du Nord de la France, 2me fasc. Terrains secondaires, S. 223. Lille 1881.

lich von Irnich bei Schwerfen liegt über dem Rhätischen Triasmergel ein weisser und grauer Kreidemergel, in welchem sich fand:

Ostrea vesicularis Lam.
Pecten striato-costatus Gldf.;

auch einige andere Fossilien machen es wahrscheinlich, dass diese Kreidemergel bei Irnich der Obersenonen Stufe angehören.



Profil 51 (Massstab 1 : 25,000)

durch die Triasstufen am Nordrande der Eifel bei Commern, nach Blanckenhorn 1885, Taf. II, Fig.

D Unterdevon.
a Hauptbuntsandstein } Buntsandstein.
b Oberer Buntsandstein }
c Muschelsandstein }
d Mittlerer Muschelkalk } Muschelkalk
e Trochitenkalk }
g Nodosenkalk }
i Unterer Keuper }
k Gipskeuper } Keuper.
l Steinmergel }
m Rhätische Stufe
s Senone Kreidemergel.
o Diluvium der Kölner Rheinbucht.
ff Verwerfungen.

Vergleichen wir diesen isolierten Kreiderest bei Irnich mit dem oben erwähnten Reste der Flintkreide auf dem Rücken des Hohen Venn und berücksichtigen wir zugleich die Lagerungsverhältnisse der Kreidestufen bei Aachen und im Münsterlande, so wird es klar, dass einst das Kreidemeer von Nordost her immer weiter gegen Südwest zu vordrang: die älteren Kreidestufen endigen im Becken von Münster in grosser Entfernung vom jetzigen Nordrande des Schiefergebirges; je jünger die Kreideschichten, um so weiter greifen sie nach Süd und Südwest über, so dass endlich die Obersenonen Flintmergel noch oben auf dem jetzt hoch aufragenden Rücken des Hohen Venn sich ablagern konnten. Später, zu der Tertiär- und Diluvialzeit, wurde dann der grössere Teil der Oberen Kreide wieder von den Nordrändern des Schiefergebirges fortgewaschen, so dass nur einzelne Reste, wie bei Irnich in der Versenkung am Nordrande der Eifel wie auf dem Hohen Venn bei der Baraque Saint Michel, wie in der Umgegend von Aachen und in Südbrabant übrig geblieben sind.

8) Das tertiäre System.

Im Bereiche des niederrheinischen Schiefersystemes finden wir tertiäre Ablagerungen in der Kölner Bucht und längs des Südrandes

von Taunus und Hunsrück, im Mainzer Becken. Ausserdem sind viele Plateauflächen des devonischen Grundgebirges, und zwar bis zu Höhen von 450 m über dem Meere, bedeckt mit tertiären Schottern, Sanden und Thonen, die häufig Braunkohlen-Flöze enthalten: dahin gehören die Braunkohlenreviere auf dem Westerwalde, die Töpferthone bei Vallendar und Grenzhausen, die Braunkohlenthone in der Neuwieder Senke und in der Umgegend des Laacher Sees, endlich auch die Sande und Thone auf den Bitburger Triasplatten bei Trier.

Die Tertiärablagerungen des Mainzer Beckens werden wir nicht hier, sondern später besprechen, da dieselben der Tertiärfacies der oberrheinischen Tiefebene angehören. Das Tertiär am Niederrhein und auf den Plateauhöhen des Schiefergebirges dagegen schliesst sich zunächst an die tertiären Bildungen der norddeutschen Tiefebene an.

Die mächtigen und ausgebreiteten tertiären Ablagerungen in der Kölner Bucht sind uns durch zahlreiche Tiefbohrungen in ihrer Reihenfolge ziemlich genau bekannt geworden: zu unterst lagern Meeressande, deren reiche Fauna bei Düsseldorf, Krefeld, Neuss und anderen Orten diesen Schichten ein oberoligocänes Alter zuweist. Die bei Düsseldorf noch unter diesem Meeressande lagernden Thone von Ratingen gehören wahrscheinlich der nächst älteren Tertiärstufe, den mitteloligocänen Septarienthonen an. Die niederrheinische Braunkohlenformation lagert über den oberoligocänen Meeressanden, wie dies durch zahlreiche Profile im nördlichen Teile der Bucht nachgewiesen wurde. Diese Braunkohlenstufe wird bedeckt von miocänen Meeressanden, eine Ueberlagerung, welche besonders durch Profile im Gebiete westlich der Worm in der niederländischen Provinz Limburg sichergestellt ist. Wenn demnach eine Lagerung zwischen oberoligocänen und miocänen Meeressanden der Braunkohlenformation am Niederrhein ein untermiocänes Alter zuzuweisen scheint, so wird eine solche Altersbestimmung durch die Flora und Fauna, wie sie bisher aus den Braunkohlenschichten bekannt wurden, nur bestätigt.

Denn über das Alter der von O. Weber in vorzüglicher Weise beschriebenen Flora der niederrheinischen Braunkohlen sagt der beste Kenner der fossilen Tertiärfloren, Oswald Heer[1]): „Am meisten stimmt diese Flora unstreitig mit derjenigen der Aquitanischen und Mainzer Stufe überein, und da sie mit beiden genau gleich viele Arten teilt, lässt sich daraus nicht entnehmen, welcher sie einzuordnen sei. Beraten wir aber die Leitpflanzen, so werden wir zur aquitanischen Stufe geführt.“ Heer vergleicht hierbei die Flora unserer Schichten mit der unteren Brannkohlenformation der Schweiz, und im besonderen mit derjenigen vom hohen Rohnen und von Rufi; diese Braunkohlenbildungen in der Schweiz werden jetzt von Fr. Sandberger mit Recht zum Untermiocän gerechnet, indem er nur noch den unteren Teil der aquitanischen Stufe der Schweiz, O. Heers „rote Molasse“, als Oberoligocän gelten lässt[2]). Da nun die Pflanzenreste der Braunkohlen bei Neuwied

[1]) O. Heer, Die tertiäre Flora der Schweiz, III. Teil, S. 303. Winterthur 1859.

[2]) Fr. Sandberger, Land- und Süsswasser-Konchylien der Vorwelt S. 282 u. 468. Wiesbaden 1870/75.

und in der Gegend des Laacher Sees, sowie diejenigen der Westerwälder Braunkohlen nach den untersuchungen von O. Weber genau mit denjenigen der Kölner Bucht übereinstimmen, so würden wir auch diese Ablagerungen als untermiocäne und gleichaltrige Bildungen anzusprechen haben.

Die Fauna der niederrheinischen und Westerwälder Braunkohlen umfasst nur Land- und Süsswassertiere, welche eine Altersbestimmung der Schichten weniger sicher an die Hand geben, als marine Mollusken. Jedoch wurden bisher auch nur miocäne Land- und Süsswasser-Schnecken und -Wirbeltiere aus diesen Schichten bekannt, mit alleiniger Ausnahme der Anthracotherien von Rott bei Bonn und von Gusternhain auf dem Westerwalde, welche Huftiere im Mainzer Becken und an anderen Orten bis jetzt nur in der oligocänen Stufe gefunden wurden. Gerade diese Braunkohlen von Rott und Gusternhain enthalten aber im übrigen nur miocäne Tiere, und im liegenden Thone der Braunkohlenablagerung bei Gusternhain typische Landschnecken des Untermiocän. Darüber stimmen aber die besten Kenner dieser Braunkohlengebiete, H. von Dechen, Otto Weber und G. Angelbis überein, dass die Braunkohlenbildungen der Kölner Bucht, des Neuwieder Beckens und des Westerwaldes zusammengehören und nicht zu verschiedenen Zeiten entstanden sein können.

Wenn also die Braunkohlen am Niederrhein und auf dem Westerwalde während der untermiocänen Zeit abgelagert wurden, so sind sie mit den oberen Braunkohlen bei Kassel und in der norddeutschen Tiefebene als gleichaltrig zu betrachten; auch dort lagern unter diesen Braunkohlen oberoligocäne Meeressande und über denselben miocäne marine Schichten.

Von den vier Stufen des tertiären Systemes können demnach im Bereiche des niederrheinischen Schiefergebirges mit Sicherheit nur nachgewiesen werden: Oberoligocäne Meeressande, eine untermiocäne Braunkohlenbildung und miocäne marine Ablagerungen.

a. Das Tertiär in der Kölner Bucht[1]).

Die tertiären Schichten zu beiden Seiten des Niederrheines erfüllen die weite Kölner Bucht von Sinzig an abwärts bis nach Aachen und bis nach Belgien hinein, rechtsrheinisch vom Siebengebirge an nach Norden über Düsseldorf, Dinslaken und Bocholt bis in die Niederlande hinein. Zumeist oberflächlich mehr oder weniger stark bedeckt mit diluvialen und alluvialen Flussanschwemmungen, treten die tertiären Bildungen zu Tage sowohl an den devonischen Gebirgsabhängen, als an den unteren Rändern der Landrücken, welche durch die jüngeren Thaleinschnitte der gegen Norden und Nordwesten abfliessenden Zuflüsse des Rheines und der Maas, nämlich der Erft, Niers, Roer und deren Seitenbäche entstanden; von diesen niedrigen Hügelzügen hebt sich bemerkbar hervor derjenige zwischen dem Rhein und der Erft, „Vor-

[1]) Siehe H. von Dechen, Uebersicht etc. Bd. II, S. 588—699. Bonn 1884. — Ad. Gurlt, Uebersicht über das Tertiärbecken des Niederrheines, mit Uebersichtskarte. Bonn 1872.

gebirge" oder „Ville" genannt, welcher sich von Godesberg bei Bonn über Brühl und Bergheim bis nach Grevenbroich von Süd nach Nord lang hinstreckt.

Den ganzen südlichen Teil der Kölner Bucht und die Ränder des umliegenden devonischen Grundgebirges nimmt die untermiocäne Braunkohlenbildung allein für sich ein. Erst nördlich einer Linie, welche von Düsseldorf in Südwest quer durch die Bucht nach Aachen verläuft, erscheinen unter jener Braunkohlenformation, die sich auch weiter nördlich dieser Linie ausbreitet, die oberoligocänen Meeressande in bedeutender Mächtigkeit. Die miocänen marinen Sande endlich treten noch weiter nördlich auf, rechtsrheinisch bei Bocholt und an der niederländischen Grenze, wo sie inmitten des Diluvium hervortauchen, linksrheinisch bei Geldern und in der niederländischen Provinz Limburg, wo sie zwischen Aachen und Mastricht erbohrt wurden.

1. Septarienthon bei Düsseldorf.

Unter den oberoligocänen Meeressanden in den Vorbergen nordöstlich von Düsseldorf liegen dunkelgraue, fette Thone, welche kleine Kalknieren (sogen. Septarien) und Gipskrystalle, von Tierresten aber nur zahlreiche Dentalien enthalten. Diese Thone nannte H. von Dechen „Thon von Ratingen", indem nahe an diesem Orte, 10 km nordnordöstlich von Düsseldorf, die Thone in vielen Gruben zur Herstellung von Dachziegeln und Töpferwaren benutzt werden. Bei Ratingen ist auch die direkte Auflagerung der oberoligocänen Meeressande auf diesen Thonen zu sehen. Auf der Südseite von Ratingen dehnt sich die Thonablagerung aus bis zum Schwarzbach und lässt sich nördlich des Ortes, unter dem Diluvium und unmittelbar dem Devon und Karbon aufliegend, noch ziemlich weit bis über Lintorf hinaus verfolgen. Obwohl ausser den Dentalien noch keine Fossilien in dem Ratinger Thon gefunden wurden, ist es doch nicht unwahrscheinlich, dass derselbe dem mitteloligocänen Septarienthon angehört. Dieser Septarienthon hat in Belgien bei Klein-Spauwen, Boom, Basele, Antwerpen und anderen Orten („Etage Rupélien supérieur"), in Norddeutschland bei Kassel und im Mainzer Becken eine weite Verbreitung; es würde dieses Vorkommen bei Düsseldorf ein wichtiges Bindeglied zwischen den norddeutschen und belgischen Gebieten des Septarienthones bilden.

2. Oberoligocäne Meeressande.

Von Ratingen aus nach Süd über Grafenberg bis Merzveen, östlich Düsseldorf, bilden gelbe und weisse Sande und Sandsteine eine Vorterrasse, welche bei Erkrath vom Düsselbache durchschnitten wird. Die Fauna dieser Sande lässt dieselben als marines Oberoligocän erkennen; von den bei Grafenberg und Erkrath vorkommenden Versteinerungen seien hier die folgenden erwähnt:

Schizaster acuminatus Ag.
Ficula reticulata Lam.
Pecten decemplicatus Münstr.



Pectunculus obovatus Lam.
Isocardia cor Lam.

Diese oberoligocänen Sande, zum Teil als Grünsande (mit Glaukonitkörnern) ausgebildet, zum Teil thonreich, sind westlich des Rheines in der weiten Fläche von Neuss, Krefeld, Mörs, im Thale der Niers bis zur niederländischen Grenze erbohrt worden durch die zahlreichen Tiefbohrungen, welche das unterliegende Steinkohlengebirge zu erreichen suchten. Bei Krefeld wurden unter dem Diluvium zunächst noch 4—7 m mächtige, weisse und schwarze Thone mit erdiger Braunkohle erschlossen; tiefere Bohrlöcher wiesen dann mächtige Sande, Thone und Grünsande nach, in welchen in einer Tiefe von ca. 20 m unter Tag eine besonders reiche marine Molluskenfauna angetroffen wurde; es wurden dort unter anderen gefördert:

Dentalium Kickxii Nyst.
Cerithium trilineatum Phil.
Fusus elongatus Nyst.
Chenopus speciosus Schlth.
Pectunculus Philippi Desh.
Leda gracilis Desh.
Cardium cingulatum Gldf.
Solen Hausmanni Schlth.
Cyprina rotundata A. Braun.

Die Fauna von Krefeld enthält noch verhältnismässig viele Gastropoden und Konchiferen, welche in den etwas älteren mitteloligocänen Alzeyer Meeressanden des Mainzer Beckens vorkommen.

Auf dem Grubenfelde Rheinpreussen (vergl. oben S. 141) bei Homberg gegenüber Ruhrort wurden 157 m Sande, Thone, Grünsande und Mergel durchsunken, ehe das produktive Steinkohlengebirge erreicht wurde; weiter westlich bei Mörs 267 m, bei Vluyn 237 m, bei Aldekerk 350 m. Die als Oberoligocän bestimmten fossilen Mollusken aus diesen und anderen Bohrlöchern der Gegend zwischen Ruhrort und Geldern wurden meist schon in Tiefen von 20—50 m unter Tag angetroffen; nur in den Bohrungen bei Tönisberg und Neukirchen wurden dieselben aus grösseren Tiefen bis zu 110 m gefördert. Die tieferen Schichten der Bohrlöcher dieser Gegend könnten demnach älteren Stufen, vielleicht dem Septarienthon, welcher bei Ratingen zu Tage tritt, oder selbst dem Kreidesysteme angehören.

Weiter nach West hinüber ist ein Bohrloch zu Helenabrunn bei Gladbach auf der Westseite des Niersthales von Wichtigkeit, insofern als durch dasselbe über den oberoligocänen Meeressanden auch die untermiocäne Braunkohlenbildung nachgewiesen wurde: unter dem Diluvium liegt dort ein 3,7 bis 5 m mächtiges Flöz erdiger Braunkohle, dann folgen 16 cm Thoneisenstein mit Blattabdrücken, darauf weisser Sand 1,2 m mächtig, schwarzer Sand 5 m etc.; durch eine tiefere Bohrung wurden die Sande, Grünsande und Thone unter der Braunkohle bis zu einer Tiefe von 108 m durchsunken; auch diese mächtige Schichtenreihe dürfte nicht allein dem oberoligocänen Meeressande, sondern auch älteren Stufen, wahrscheinlich auch der Kreide, zuzurechnen sein.

Am Südwestrande der Kölner Bucht wurden in den Revieren bei Aachen, in der Eschweiler- und Wormmulde, durch die dortigen zahlreichen Schächte und Bohrlöcher über den Steinkohlen- und Kreideschichten an vielen Orten die oberoligocänen Meeressande und über denselben die untermiocäne Braunkohlenformation nachgewiesen. Von Südost her erstreckt sich die letztere längs des Nordrandes der Eifel über Aachen hinaus bis über die niederländische Grenze; die marine oberoligocäne Stufe unter der Braunkohle beginnt aber erst von einer Linie an, welche etwa der Strasse von Jülich nach Aachen folgt. Zwischen Bergrath und Röthgen bei Eschweiler lagern 122,6 m tertiäre Schichten über dem Steinkohlengebirge; davon enthalten die oberen 70 m drei Braunkohlen-Flöze von zusammen 7,4 m Mächtigkeit. Weiter nördlich bei Neusen, Höngen und Warden, in den östlichen Revieren der Wormmulde, wurden die oberoligocänen Meeresschichten über dem Karbon in wechselnder Mächtigkeit von 30—83 m durchbohrt. Ein Bohrloch bei Wildniss, nördlich Herzogenrath an der Worm, ergab das folgende Profil (Gurlt 1872, S. 81):

Hangendes: Diluvialer Lehm und Kies	16,29 m
Weisser und gelber Sand mit Kies	15,32 m
Braunkohlen-Flöz	10,50 m
Braune Sande	103,76 m
Graue Sande	6,28 m
Grüne Sande mit oberoligocänen Versteinerungen (Cardium, Cardita, Corbula)	0,93 m
Grüne und graue Sande	15,66 m
Liegendes: Steinkohlengebirge.	
Mächtigkeit des Tertiär (ohne Diluvium)	152,45 m

Jenseits der Worm in der niederländischen Provinz Limburg finden wir über dem Meeressande die letzten Spuren der in Belgien durch marine Schichten vertretenen untermiocänen Braunkohlenbildung: in einem Bohrloche bei Heerlen an der Strasse nach Mastricht wurden die folgenden Schichten durchsunken (H. von Dechen II, S. 692):

Hangendes: Diluviale Lehme und Thone mit kleinen Quarzgeschieben	12,5 m
Gelber thoniger Sand	4,2 m
Thoniger Sand mit Lignit	2,2 m
Bläulicher, sandiger Thon mit Lignit und mit Turritellen und Cerithien	2,1 m
Graue, etwas thonige Sande	12,5 m
Thoniger Sand	8,4 m
Sehr feiner Sand mit Muschelstücken	12,8 m
	54,7 m
Liegendes: Kreide und Karbon.	

Etwas weiter nördlich dieses Bohrloches bei Heerlen lagern dann über der Braunkohlenbildung die miocänen Meeresschichten; in dieser Beziehung ist besonders wichtig ein Bohrloch bei Neuenhagen, zwischen Heerlen und der Worm gelegen, in welchem sich das folgende Profil zeigte (H. von Dechen II, S. 696):

Hangendes: Diluvialer Lehm und kleinere Geschiebe	8,1 m
Weisse und gelbe Sande	11,8 m
Grüner Sand und Thon	8,7 m
Grünsande, unten thonig	45,4 m
Grüne Sande	16,8 m
Grauer Sand	1,9 m
Schwarzer Thon	0,6 m
Weisser Thon mit Konchylien	1,4 m
Grauer Thon	1,2 m
Braunkohlen-Flöz	4,7 m
Graue Sande, oben thonig	16,8 m
	117,4 m

Aus den oberen grünen Sanden dieser Bohrung bei Neuenhagen wurden echte miocäne Meeresmollusken gefördert, und zwar:

Fusus attenuatus Phil.
Ancillaria obsoleta Brocchi.
Pleurotoma turbida Sol.
" obeliscus Desm.
Voluta Bolli Koch.
Arca Diluvii Lam.
Corbula gibba Olivi.

Gegen Mastricht zu und nach Belgien hinein sind die oberoligocänen Meeressande ebenso ausgebildet und mächtig entwickelt, wie in der Kölner Bucht; sie enthalten z. B. bei Elsloo an der Maas charakteristische oberoligocäne Versteinerungen. Von der Maas an erscheinen dann unter diesen Meeressanden regelmässig die mitteloligocänen Septarienthone, und weiter westlich in der Umgegend von Tongres die unteroligocänen und eocänen, älteren Tertiärstufen. Ueber den oberoligocänen Meeressanden in Belgien fehlt die Braunkohlenformation, wie sie am Niederrhein ausgebildet ist, und es folgen ohne Unterbrechung mächtige marine miocäne Ablagerungen, deren unterer Teil als die gleichaltrige Meeresfacies zu den brackischen Braunkohlenschichten am Niederrhein zu betrachten sein dürfte. Zum Vergleich mit dem Tertiär am Niederrhein ist auf beistehender Uebersicht die Ausbildung der tertiären Stufen in der belgischen Provinz Limburg, so am Bolderberg bei Hasselt und nach Tongres hinüber, nach den Untersuchungen von Rutot und van den Broeck[1]) angeführt (S. 201).

3. Untermiocäne Braunkohlenformation.

Die Braunkohlenablagerungen in der Kölner Bucht und deren nächster Umgebung sind ziemlich gleichförmig zusammengesetzt aus Sanden und Thonen, zwischen denen Braunkohlen-Flöze eingebettet liegen. Die grauen und weissen Sande sind meist reine Quarzsande und daher oft als Glassande zu verwenden; in denselben stellen sich häufig Quarz-

[1]) In zahlreichen Abhandlungen dieser beiden belgischen Tertiärgeologen; siehe z. B.: E. van den Broeck, Observations et découvertes stratigraphiques et paléontologiques faites dans les dépots marins et fluvio-marins du Limbourg. Bruxelles 1882.

Uebersicht der tertiären Stufen am Niederrhein und in Belgien.

Tertiäre Stufen:	Am Niederrhein:	In Belgien nach Rutot und van den Broeck:
Pliocän	—	Pliocäne Meeressande, auch auf dem Bolderberge (Diestien Dumont).
Miocän	Miocäne Meeresstände bei Bocholt u. Geldern. Untermiocäne Braunkohlen-Formation auf dem Westerwalde, in der Kölner Bucht und bei Aachen.	Miocäne Meeressande, bei Antwerpen und am Bolderberge („Anversien"; oberer Teil des Boldérien, Dumont).
Oligocän	Ober-Oligocäne Meeressande bei Düsseldorf, Krefeld, Aachen etc.	Ober-Oligocäne Meeressande: weisse Sande, ohne Fossilien am Bolderberge, mit Fossilien bei Elsloo (unterer Teil des Boldérien, Dumont).
	Mittel-Oligocäner Septarienthon zu Ratingen bei Düsseldorf. —	Mittel-Oligocän (Rupélien), und zwar: b. Septarienthon mit Nucula Lyelliana, Thone von Klein-Spauwen, Boom, Basele etc. (Rupélien supérieur, Dumont). a. Meeressande von Berg, mit Geröllen an der Basis (Rupélien inférieur, Dumont).
	—	Unter-Oligocän (Tongrien), und zwar: b. Obere Tongrische Stufe, fluvio-marin; (Tongrien sup. Dumont): fossilführende Sande von Vieux-Jonc. grüne Thone von Henis. fossilführende Sande von Bautersem.
	—	a. Untere Tongrische Stufe, marin; (Tongrien inf. Dumont): Sande von Neerrepen. thonige Sande mit Fossilien von Grimmertingen.

Liegendes: Eocäne Stufe bei Heers.

Gerölle und -Schotter ein; durch Kiesel- oder Brauneisencement entstehen nicht selten aus den Sanden Sandsteine und Quarzite (sogen. „Braunkohlenquarzite"), aus den Schottern ebenso Quarzkonglomerate (sogen. „Knollensteine" oder „Wurststeine"). Der Braun- und Thoneisenstein bildet gelegentlich schwache Lager in den Schichten oder nierenförmige Gestalten. Auch Markasit (Schwefeleisen) findet sich häufig fein verteilt oder in kugeligen Krystallgruppen in den Thonen; aus seiner Zersetzung gehen zuweilen Alaune (Alaunthone) hervor. Mit den meist vorherrschenden Sanden wechsellagern reine Thone, welche sehr wenig oder gar keinen Gehalt an Kalk und Alkalien besitzen und daher gut zum Ziegelbrand und zur Steingutfabrikation (so in den Topfbäckereien auf dem Westerwald, in Höhr und Grenzhausen etc.) zu verwenden sind.

Die eingelagerten Braunkohlen sind nicht selten als Blätterkohle (Dysodil) ausgebildet, das ist eine dünnschiefrige, oft in papierdünnen Blättern zerspaltende, feinerdige Braunkohle mit hohem Aschengehalte; nach Ehrenberg's Untersuchungen besteht die Asche der Blätterkohlen von Rott, Liessem bei Bonn und von anderen Orten unserer Gegend vorwiegend aus Kieserpanzern von Diatomeen, und ist diese Diatomeenerde, sogen. „Kieselgur", „Tripel" oder „Polierschiefer", eine Anhäufung von Bacillarien-(Algen-)resten, auch in reineren Schichten und Knollen zwischen den Braunkohlen vorhanden [1]).

Ihrer chemischen Zusammensetzung nach besteht z. B. die Braunkohle bei Brühl, nach Abzug des Aschengehaltes von durchschnittlich 4,83 Proz., bei 100 ° C. getrocknet aus:

Kohlenstoff	66,38	Proc.
Sauerstoff und Stickstoff	28,08	„
Wasserstoff	5,44	„

Echter Bernstein ist bisher noch nicht in der niederrheinischen Braunkohle aufgefunden worden; dagegen fand sich in der Braunkohle zu Friesdorf bei Godesberg ein ziemlich grosses Stück vom Retinit, ein dem Bernstein nahestehendes, jedoch weicheres fossiles Baumharz; ein dem Retinit ähnliches Harz, welches in kleinen goldgelben bis braunrothen Körnern im Braunkohlensande bei Troisdorf und Siegburg in reichlicher Menge vorgekommen ist, nannte A. von Lasaulx „Siegburgit" [2]).

Die Braunkohlen-Flöze sind von sehr verschiedener Mächtigkeit: von ganz dünnen Lagen an werden sie meist einige Meter mächtig; schwellen aber auch zu ganz bedeutender Mächtigkeit an, besonders im Höhenzug der Ville bei Brühl, Horrem und anderen Orten, wo Braunkohlenlager von 30—50 m Mächtigkeit erbohrt worden sein sollen.

---

[1]) C. G. Ehrenberg, Ueber die Dysodil genannte Mineralspezies als ein Produkt aus Infusorienschalen (aus den Braunkohlen von Rott bei Bonn), Poggendorffs Annalen Bd. 48, S. 573—575. Berlin 1839; und Derselbe, Kieselbiolithe oder Infusorientripel aus Braunkohlen von Liessem bei Godesberg, Gusternhain im Westerwalde, Ostheim bei Hanau und Redwitz im Fichtelgebirge, Berichte über die Verhandl. Akad. Wissensch., Berlin 1848, S. 8—17.

[2]) H. von Dechen, Retinit aus der Braunkohle von Godesberg, in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl. Westf. Jahrg. 22, S. 98, Bonn 1865; und A. von Lasaulx, Siegburgit, ein neues fossiles Harz, in N. Jahrb. Min., S. 128—133. Stuttgart 1875.

In der Braunkohle bei Godesberg und gegenüber Bonn in den Gruben auf der Haardt bei Oberkassel wurden noch aufrecht stehende Baumstammstücke, zum Teil mit Wurzeln angetroffen (wie im Steinkohlensandstein, siehe oben S. 126), und zwar von Palmen- und Koniferenstämmen. Im Jahre 1849 wurden auf einem Grubenfelde der Haardt auf einer Fläche von 4 ha einige 30 aufrechte Stammstücke angefahren (H. von Dechen II, S. 605); die Wurzeln dieser Bäume lagen im liegenden, weissgrauen Thone; die unteren Teile der Stämme hatten einen Durchmesser von 2—4 m; diese Stammstücke standen in einem 4 m mächtigen Braunkohlen-Flöz und ragten noch 0,3 m weit in die hangenden Thone hinein, wo sie dann abgebrochen waren. Es ist dies also ein unter den Wasserspiegel gesunkener Wald, dessen festgewurzelte Baumstrünke von den nachfolgenden Sedimenten (Braunkohle und Thone) im Wasser eingehüllt wurden.

Die reiche Flora, welche O. Weber von Rott bei Siegburg, von Orsberg und Grube Stösschen bei Linz, von Liessem und Friesdorf bei Bonn, von der Ofenkaule, am Quegstein und am Allroth im Siebengebirge und von anderen Orten der südlichen Kölner Bucht beschrieben hat [1], weist den Niederungen an der Küste des untermiocänen Meeres am Niederrhein nach Oswald Heer [2]) ein subtropisches Klima von 18° C. mittlerer Jahrestemperatur zu, während die letztere in dortiger Gegend jetzt nur 9—10° C. beträgt. An jenen Meeresgestaden in der Kölner Bucht und auf den umliegenden flachen Landstrecken wuchsen damals Palmen, Cypressen, Tannen, Lorbeerbäume, immergrüne Eichen, Ahornarten, Nussbäume, dann auch Buchen, Birken, Erlen, Weiden, Pappeln, Amberbäume, Gleditschien und andere zahlreiche Laubbäume in ausgedehnten Urwäldern. O. Weber führt im ganzen 244 verschiedene Pflanzenarten aus den niederrheinischen Braunkohlen an. Den Charakter der Flora bezeichnet O. Weber (1852 S. 150) mit den folgenden Worten: „Hochstämmige Eichen und Ahornbäume bildeten den Kern der Wälder, von deren leichterem Laube das dunkle Grün schattiger Cypressen und Taxusbäume malerisch abstach, während grossblättrige Büttneriaceen, Rhamneen, Laurineen einen mannigfachen licht- und schattenreichen Vordergrund bildeten — ein landschaftliches Bild, welches sich am ersten in den reichen und schönblütigen Gehölzen des wärmeren Amerika wiederfinden möchte." O. Heer fügt hinzu (1859 S. 304), dass „die niederrheinische Braunkohlenflora infolge ihrer mehr nördlichen Lage eine verhältnismässig etwas stärkere Beimischung an Arten der gemässigten Zone (als in der Schweiz zur gleichen Zeit) enthielt" [3]).

[1]) Otto Weber, Die Tertiärflora der niederrheinischen Braunkohlenformation. Palaeontographica Bd. II, S. 115—236 u. Bd. IV, S. 111—168. Kassel 1852 u. 1856.

[2]) O. Heer, Die tertiäre Flora der Schweiz. III. Teil S. 338. Winterthur 1859.

[3]) Auch im Hinblick auf diese Flora der Braunkohlen am Niederrhein dürfte es klar sein, dass die Theorie von der Entstehung der Braunkohlenflöze aus Torflagern nicht stichhaltig ist: die Materialien und die Anordnung der Pflanzenteile innerhalb der Braunkohlenflöze sind andere als bei dem Torf. Ausserdem gibt es heutzutage bekanntlich keine Torflager unter den Tropen, weil zur Torfbildung eine niedrige Temperatur nötig ist (siehe J. Früh, Ueber Torf und Dopplerit. Zürich 1883). Die Braunkohlen sind ebenso wie die Steinkohlen geflösste Sedimente: die Pflanzenteile, aus welchen sie entstanden, wurden gerade so wie die

Die Braunkohlenablagerungen am Niederrhein beginnen im Süden der Kölner Bucht auf dem Devonplateau zu beiden Seiten des Rheines bei Sinzig, Linz und Unkel. Die Grube Stösschen oberhalb Linz baut Blätterkohle und Brauneisenstein ab zwischen weissen Sanden und Thonen, welche vom auflagernden Basalte vor der Abschwemmung bewahrt blieben; die Höhe dieser Ablagerung am Stösschen mit 343 m über dem Meere und diejenige eines noch weiter östlich auf dem Plateau liegenden Vorkommens bei Lorscheid in 358 m sind die höchsten Punkte, an welchen die Braunkohlen am Südrande der Kölner Bucht auftreten; diese hochgelegenen Lagerstätten leiten zu denjenigen auf dem Hohen Westerwalde hinüber, mit denen sie wahrscheinlich einst auch in räumlicher Verbindung standen. Von diesen südlichen Partien aus ziehen sich nun die Braunkohlenablagerungen in grösseren oder kleineren Resten längs den östlichen und südwestlichen Gebirgsrändern hin, linksrheinisch bis nach Aachen, rechtsrheinisch bis nach Düsseldorf, und erfüllen ausserdem die ganze Kölner Bucht, hier zumeist überdeckt von jüngeren Anschwemmungen.

Wichtig zur Bestimmung des Alters der Eruptivgesteine sind die Braunkohlenschichten im Siebengebirge: bei Vinxel wurde unter 25 m Thon und Braunkohle Trachytkonglomerat angetroffen; unter dem letzteren zieht sich wahrscheinlich die Basaltdecke von Oberkassel durch die Tiefe der Platte. Auf der Haardt wurde unter 26 m Thon Basaltkonglomerat erbohrt; beim Höhnerhof zogen sich zwei Streifen Trachyttuff durch ein 8,5 m mächtiges Braunkohlen-Flöz, und ebenso bildete der Trachyttuff das Liegende der Braunkohle. Zu Ittenbach liegt das Trachytkonglomerat über dem Braunkohlenthon; bei Uttweiler wurde das folgende Profil durchteuft:

Hangendes: Fester Basalt („Dachbasalt“ im Westerwalde)	9,41 m
Thonig verwitterter Basalt	0,32 m
Thon	0,47 m
Braunkohle	4,39 m
Liegendes: Trachytkonglomerat, weisser Sand und grauer Thon.	

An der Ittenbacher Strasse fanden sich endlich dieselben fossilen Blätter, wie in der Braunkohle, auch in den Trachyttuffen selbst. Aus diesen Angaben geht hervor, dass die vulkanischen Gesteine des Siebengebirges, die Trachyte und Basalte mit ihren Tuffen und Konglomeraten, ungefähr gleichzeitig entstanden sind mit den niederrheinischen Braunkohlen, also in der untermiocänen Zeit.

Nahe dem Siebengebirge liegt Rott, östlich über dem Pleisbach, welcher Bach gegenüber Siegburg von Süd her in die Sieg einmündet; aus den Blätterkohlen der Grubenfelder bei Rott hat O. Weber in der citierten Abhandlung 197 verschiedene Pflanzenarten beschrieben. Das

mit ihnen abgelagerten Sand- und Thonschichten von den Bächen und Flüssen aus den mit üppiger Vegetation bedeckten Landstrecken herabgeschwemmt und gelangten im Meere, in Lagunen oder in Süsswasserseen zum Absatz (vgl. oben S. 113 über die Bildung der Steinkohlen).

Schichtenprofil der Grube Krautgarten bei Rott ist von oben nach unten das folgende (H. von Dechen II, S. 612):

Schicht	Mächtigkeit
Hangendes: Diluvialer Lehm, Sand und Schotter	4 m
Graue, braune, weisse Thone, unten mit einer dünnen Lage erdiger Braunkohle	15 m
Erdige feste Braunkohle mit Lignit . . .	0,94 m
Dickschiefriger, graubrauner, bituminöser Thon	0,63—1,10 m
Halbopal, Hornstein, Kieseltuff und Polierschiefer in dünnen Streifen mit vielen guterhaltenen Blattabdrücken	0,16—0,26 m
Blätterkohlen mit Lagen von Polierschiefer von 26—27 mm Dicke, Lignit und Markasit und mit Abdrücken von Blättern und Fischen	0,63—1,10 m
Halbopal und Polierschiefer wie oben . .	0,16 m
Blätterkohlen (Dysodil, „Pappdeckel" der Arbeiter), stark bituminös, Lignit mit Markasit, dünne Lagen und Nieren von Polierschiefer, mit vielen Abdrücken von Blättern, Insekten und Fischen	0,31 m
Grauweisser Thon, von Markasit durchdrungen, in den Hohlräumen Krystalle von letzterem	0,31 m
	21—22 m

Liegendes: Thon mit Thoneisenstein, Trachyt- und Basaltkonglomerate.

Neben den vielen Pflanzen hat sich in den Blätterkohlen von Rott auch eine reiche und interessante Fauna vorgefunden, und zwar Reste von Süsswasserfischen, von Spinnen, Insekten, Käfern, Tausendfüsslern, von einigen Süsswassermollusken, von Amphibien und mehreren Säugethieren; von den letzteren erwähnen wir hier:

Rhinoceros incisivus Cuv.
Mastodon cf. longirostris Kaup.
Anthracotherium breviceps Trosch.
Palaeomeryx minor H. von Meyr.
Cervus (Capreolus) rottensis Trosch.

Von den Amphibien sind Frösche am häufigsten:

Rana Meriani H. von Meyr.
Palaeobatrachus Goldfussi Tsch.
— Gigas H. v. Meyr.

Auch kommen vor:

Andrias Tschudi H. von Meyr, ein Riesensalamander, kleiner als der Andrias Scheuchzeri Tsch. aus dem obermiocänen Süsswasserkalk von Oeningen am Bodensee.
Chelydra Decheni H. von Meyr, eine Süsswasserschildkröte.
Crocodilus Rathi H. von Meyr.

Von Fischen finden sich die Gattungen Leuciscus und Rhodeus nicht selten, beides Karpfen, im süssen Wasser lebend.

Von Süsswassermollusken werden angeführt:

Planorbis Nevilli Trosch.
— papyraceus Trosch.
— cf. rotundus Brong.
Unio sp.

Dazu kommen aus den Braunkohlenquarziten von Muffendorf bei Bonn [1]):

Planorbis rotundatus Brong.
— cornu Brong.
— declivis A. Braun.
Litorinella acuta Drap.
Limneus corneus Brong.
— subpalustris Thom.

Die Fauna der niederrheinischen Braunkohlenbildungen ist wie gesagt eine durchaus miocäne, mit alleiniger Ausnahme der Anthracotherien, welche bis jetzt nur in oligocänen Schichten angetroffen wurden.

Gegen die Mitte des Tertiärbeckens in der Kölner Bucht werden die Braunkohlenablagerungen bedeutend mächtiger als an den Gebirgsrändern: in dem Höhenzuge der Ville zwischen Rhein und Erft wurden dieselben in Tiefen von 60 m noch nicht durchbohrt; hier liegen auch die stärksten Braunkohlen-Flöze von 20, 30 bis zu 50 m Mächtigkeit.

Weiter gegen Norden folgen dann die Gebiete, in welchen unter den Braunkohlenablagerungen die oberoligocänen Meeressande erbohrt wurden, oder auch wie bei Düsseldorf offen zu Tage treten; wie wir oben S. 198 gesehen haben, beginnen diese älteren marinen Schichten etwa in einer Linie von Düsseldorf über Neuss und Jülich nach Aachen: bis hierher also reichte das oligocäne Meer, ungefähr ebenso weit nach Süden, als noch jetzt die Kreidestufen in der Tiefe lagern. Noch weiter nördlich finden wir die miocänen Meeressande, welche wohl zum Teil als rein marine Aequivalente der brackischen Braunkohlenformation am Niederrhein zu betrachten sind.

4. Miocäne Meeressande.

Wie wir in dem Profil bei Neuenhagen in niederländisch Limburg erkannt haben (oben S. 200), folgen über der Braunkohlenablagerung weisse und gelbe Sande und Grünsande mit einer typisch miocänen Meeresfauna. Diese jüngeren Meeressande sind wahrscheinlich in den ganzen nördlichen Flächen der Kölner Bucht vorhanden; charakteristische Fossilien wurden indessen linksrheinisch nur aus den Bohrlöchern südlich von Geldern im Niersthale gefördert. Dagegen treten dieselben Sande auf der rechten Rheinseite unter dem Diluvium in grösserer Ausdehnung zu Tage nördlich von Wesel am Wege nach Bocholt und weiter nördlich zwischen Bocholt, Stadtlohn, Winterswyk und Groenlo, zum Teil bereits auf niederländischem Boden und zwar im südöstlichen

[1]) O. Weber, Ueber die Süsswasserquarze von Muffendorf bei Bonn, in Abhandl. von Freunden der Naturwissensch. in Wien Bd. IV, Abtlg. II, S. 19—45. Mit 2 Tafeln. Wien 1850.

Gelderland: stets sind es graue, schwarze oder grüne (glaukonitische) Sande, welche diese miocänen Meeresschichten zusammensetzen. In gleicher Weise verbreitet sich diese marine Stufe in Belgien von der Maas an über den Bolderberg bei Hasselt bis an die Schelde bei Antwerpen.

Die charakteristischen Versteinerungen der niederrheinischen miocänen Meeressande wurden am zahlreichsten bei Dingden zwischen Wesel und Bocholt gesammelt, dann auch zu Giffel bei Winterswyk und Eibergen bei Groenlo, und in der Umgegend von Antwerpen, hier besonders bei Edeghem, 7 km südlich von Antwerpen. Die Fossilien aus den gleichen Sanden von Neuenhagen haben wir bereits S. 200 angeführt. Von den genannten Orten sind unter anderen die folgenden, zumeist in der oligocänen Stufe noch nicht vorkommenden Arten bekannt geworden (H. von Dechen II, S. 697—699):

Venus multilamella Lam.
Cardita chamaeformis Gldf.
Astarte concentrica Gldf.
Leda pygmaea Montf.
Arca Diluvii Lam.
— latesulcata Nyst.
Murex spinicosta Bronn.
Tiphys fistulosus Broc.
Cancellaria evulsa Sol.
Fusus festivus Beyr.
Pleurotoma turbida Sol.
Scalaria lamellosa Broc.
Carcharodon megalodon Ag.
Lamna crassidens Lam.
Squalodon Grateloupi H. von Meyr.

Dieselben miocänen Meeressande, welche hier am Niederrhein lagern, sind durch die ganze norddeutsche Tiefebene zu verfolgen: von Mecklenburg an durch Holstein und durch das nördliche Hannover. Zur miocänen Zeit bedeckte demnach das Meer, und zwar wahrscheinlich ohne Unterbrechung die jetzigen norddeutschen, niederländischen und belgischen Küstengegenden.

b. Braunkohlenablagerungen in der Umgebung des Laacher Sees, bei Neuwied, auf dem Westerwalde und bei Limburg an der Lahn.

Die miocänen Braunkohlenbildungen im südlichen Teile der Kölner Bucht finden ihre Fortsetzung nach Süden in einzelnen Resten, welche jedenfalls einst sowohl untereinander als mit jenen und mit denjenigen auf dem Westerwalde in direktem Zusammenhange standen. Seit der miocänen Zeit sind die Niveauverhältnisse in diesen Gegenden bedeutend verändert worden: besonders die erst in jüngster Zeit entstandene Einsenkung des Neuwieder Beckens und andererseits die höhere Erhebung des Westerwaldes bewirkten ansehnliche Höhenunterschiede der einst in ziemlich gleichen und niederen Niveaus (im Verhältnis zum damaligen Meeresspiegel) abgelagerten Braunkohlenschichten dieser Gebiete. Wir

haben oben S. 204 Braunkohlen über Linz und Unkel in Höhen von 343 und 358 m über dem Meere kennen gelernt; bei Neuwied reichen die Braunkohlenablagerungen mehrere Meter unter den Rheinspiegel (Pegel bei Neuwied in 52,5 m); auf dem Hohen Westerwalde lagern dieselben Schichten in Höhen von 400—450 m. Ihrer Natur nach können mächtige Braunkohlenabsätze nicht auf Bergeshöhen entstanden sein. Daher sagt H. von Dechen (II, S. 727): „Die Verbreitung der Braunkohlenschichten vom Westerwalde und der Gegend von Dierdorf bis zu den unteren Stufen von Urbar und Mallendar, bis an den Rand der Thalebene zwischen Rommersdorf und Gladbach, und auf der linken Rheinseite von der gleichen Lage zwischen Mülheim und Weissenthurm (in der Neuwieder Senke) aufsteigend bis zum Rande des Laacher Sees, Obermendig und Mayen, kann nicht erklärt werden ohne Verwerfungen, deren Verlauf aber noch unerforscht ist."

In der Umgegend des Laacher Sees finden wir eine ziemlich ausgedehnte Braunkohlenablagerung zwischen Niedermendig, Kottenheim, Hausen und Thür; und eine zweite östlich von Plaidt bei Saffig und Kettig, welche sich unter diluvialen und Bimssteinsanden bis an den Rhein in der Neuwieder Einsenkung erstreckt. Weisse und bunte Thone bilden dort mit zahlreichen Braunkohlen-Flözen eine Ablagerung, welche zwischen Saffig und Kettig mit einem Bohrloch von 62 m Tiefe noch nicht durchsunken wurde. In der Fortsetzung dieser Ablagerung auf dem linken Netteufer wurde nahe der Rauschenmühle ein Stollen nach West auf Plaidt zu getrieben, welcher unter einem Basaltlavastrom erst Braunkohlenthone, dann feste vulkanische Tuffe antraf; in diesen Tuffen wurde ein Pflanzenlager entdeckt, dessen wichtigere Pflanzenarten sämtlich auch in den Braunkohlen des Siebengebirges, besonders in der Blätterkohle von Rott, vorkommen. Interessant ist, dass in dem Tuffe viele Blätter noch an ihren Stengeln hafteten, und dass gewöhnlich zahlreiche Blätter derselben Art nahe bei einander lagen, woraus H. von Dechen schliesst, dass diese Pflanzen einst an dem Orte, wo sie jetzt gefunden wurden, wuchsen und daselbst von den vulkanischen Aschen bedeckt und eingehüllt wurden [1]).

Von Kettig aus nach Südost bis gegen Koblenz hin treten mehrfach die Braunkohlenthone unter der Bimssteindecke zu Tage. Bei Mülheim fand Angelbis in diesen Thonen zahlreiche Exemplare von Litorinella ventrosa Montf. und Bimssteinstückchen; die kleine Süsswasserschnecke Lit. ventrosa kommt im Mainzer Becken zwar schon in den oberoligocänen Cyrenenmergeln vor, findet sich aber in ungezählten Massen dort erst in den jüngeren, miocänen Süsswasserkalken.

Auf der rechten Rheinseite treten Braunkohlenschichten ebenfalls unter der Bimssteindecke am Nordrande der Neuwieder Senke hervor; zwischen Wied- und Aubach lagern auf dem flachen Plateau zwischen Niederbieber und Melsbach über dem Unterdevon die folgenden Schichten:

---

[1]) H. von Dechen, Geognostischer Führer zu dem Laacher See S. 379. Bonn 1864.

Dammerde und Löss	2,3 m
Rötlicher Letten	5,4 m
Weisser, blauer und hellroter Thon	2,8 m
Grauer Thon mit Melanopsis callosa A. Braun und Helix lepida Reuss [1]	0,4 m
Weisslich-grüner Thon	2,3 m
Schwärzlich-blauer Thon	0,3 m
Braunkohlen, erdig, thonhaltig, Uebergang in Alaunthon	2,2 m
	15,7 m

Vom Neuwieder Becken aus lassen sich nun die gleichen Braunkohlenbildungen in zahlreichen Resten nach Osten verfolgen auf den allmählich höher ansteigenden Devonplatten bis hinauf zum Hohen Westerwalde. Die ausgedehnten Thonablagerungen zunächst östlich über Bendorf und Ehrenbreitstein, bei Grenzhausen und Höhr, bei Vallendar und Urbar, bei Hillscheid (hier mit Braunkohle) [2], bei Arenberg und Arzheim und an vielen Orten auf dem Westerwalde [3]) haben durch ihr trefflich geeignetes Material eine bedeutende Industrie in Thonpfeifen, Töpferwaren, Steingut, Thonröhren, feuerfesten Steinen, Mineralwasserkrügen (die Krugbäckereien für die Wasser von Ems, Selters u. a.) hervorgerufen; die schön geformten und geschmückten Töpferwaren von Höhr und Grenzhausen findet man jetzt auf allen deutschen Märkten. Fresenius [4]) analysierte sechs verschiedene Proben der Thone, welche zu Höhr und Grenzhausen in den Topfbäckereien verwendet werden, und fand die folgende Zusammensetzung derselben:

Kieselsäure	62,78	bis	77,03
Thonerde	14,06	„	25,48
Eisenoxyd	1,13	„	1,78
Kalk	0,35	„	1,46
Magnesia	0,31	„	1,08
Kali	0,29	„	2,51
Natron	Spuren	„	1,70
Wasser	4,71	„	7,89

Die Braunkohlenthone zeigen in der Regel einen sehr geringen Gehalt an Eisen, Kalk und Alkalien und eignen sich daher meistens gut zur Herstellung von Steingut aller Art. Die Thone wechsellagern in der Regel mit weissen und gelben Sanden und Kiesen; sie gehen auch oft allmählich in klare Sande über. Durch Kieselcement entstehen überall in dortiger Gegend aus den Schottern und Sanden harte Quarzkonglomerate („Knollensteine", „Braunkohlenquarzite") und quarzitische Sandsteine. Gelegentlich schiebt sich zwischen die Thone ein Braun-

[1]) Diese beiden Land- (Helix) und Süsswasser- (Melanopsis) Schnecken kommen nur in der miocänen, noch nicht in der oligocänen Stufe im Mainzer Becken vor.

[2]) F. Odernheimer, Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogtum Nassau, Bd. I. S. 472. Wiesbaden 1865.

[3]) E. Frohwein, Beschreibung des Bergreviers Dillenburg S. 17. Bonn 1885.

[4]) R. Fresenius, Chemische Untersuchung einiger der wichtigsten nassauischen Thone, im Jahrb. des Ver. für Naturkde. in Nassau, 8. Heft, S. 145—162. Wiesbaden 1852.

kohlenflöz ein. Auf dem Plateau bei Arenberg zwischen Ehrenbreitstein und Ems liegen diese Braunkohlen-Ablagerungen in Höhen von 360—390 m über dem Meere.

Die Braunkohlenformation auf dem Westerwalde lagert zuweilen direkt auf dem Devon, horizontal über die steil aufgerichteten Grauwacken ausgebreitet; meistens liegen sie aber auf ausgedehnten Basaltströmen („Sohlbasalt") und werden auch häufig wieder von Basaltströmen („Dachbasalt") überdeckt. Dieselben setzen sich zusammen aus plastischen Thonen, aus Sanden, Quarziten und Quarzkonglomeraten, neben welchen Gesteinen Trachyttuffe, Basaltkonglomerate und Bimssteinsande eine grosse Ausbreitung gewinnen. Die Braunkohlenflöze zwischen den Thonen werden bis 3,6 m mächtig auf dem Westerwalde. „Bei manchem Flöze ist der unterste Teil von erdiger Beschaffenheit und zugleich derartig mit Thon verunreinigt, dass die Kohle als Brennmaterial unbrauchbar ist; der oberste Teil eines Flözes ist nicht selten vollständig lignitisch. In der Grube Paulsrod bei Lautzenbrücken liegt ein Braunkohlenflöz unmittelbar auf dem Basalte und besteht dort aus Glanzkohle mit schwarzem Striche" (Frohwein 1865 S. 15).

Auch Polierschiefer (Kieselguhr) kommt vor, z. B. in der Grube Trieschberg bei Breitscheid, in der gleichen Beschaffenheit wie in den Blätterkohlen der Umgegend von Bonn. Dass auch die Lager von Bimssteinsanden, welche in bedeutender Ausdehnung auf den Plateaus des Westerwaldes ausgebreitet sind, gleichzeitig mit den Braunkohlenschichten zum Absatz gelangten (soweit sie wenigstens nicht auf sekundärer Lagerstätte verschwemmt im Diluvium liegen), hat Angelbis nachgewiesen [1]; nach diese mForscher wären die Bimssteinsande nicht, wie man früher glaubte, von den Vulkanen am Laacher See ausgeworfen und nach Osten auf den Westerwald vom Winde hinübergeweht worden, sondern sie seien Produkte der tertiären Vulkane, deren mächtige Lavaströme noch jetzt die Höhen des Westerwaldes bedecken. In gleicher Weise gehören die Trachyttuffe („Backofensteine") zwischen Schönberg und Gershasen bei Westerburg und zu Wirges bei Montabaur dem Tertiär an. Die vulkanischen Bildungen des Westerwaldes, die grossen Basaltdecken, die Trachytkegel, die Tuffe und Bimssteine würden demnach dasselbe miocäne Alter haben, wie die gleichen vulkanischen Gesteine des Siebengebirges.

Die Braunkohlen auf dem Westerwalde liegen in der Gemarkung Siershahn bei Montabaur, verbreiten sich weiter in der Umgegend von Westerburg und Höhn und ziehen sich von Westerburg aus östlich über Langendernbach und Mengerskirchen auf die östliche Abdachung des hohen Westerwaldes, wo sie bei Driedorf, Gusternhain, Breitscheid und Greifenstein lagern. In den Sohlthonen unter der blättrigen Braunkohle der Grube Wilhelmsfund nahe oberhalb Westerburg wurden zahlreiche gut erhaltene Blattabdrücke gefunden, welche O. Weber beschrieben hat: diese Pflanzen stimmten durchaus mit denjenigen von

---

[1]) G. Angelbis, Ueber die Bimssteine des Westerwaldes, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. II, S. 393—411, Berlin 1882; und Derselbe, Das Alter der Westerwälder Bimssteine, daselbst Bd. III. S. 2—9. Berlin 1883.

Rott und im Siebengebirge überein; auch der Rotter Karpfen Leuciscus papyraceus Bronn und ein Frosch, Rana Jägeri H. von Meyr., fanden sich hier. Sodann sind zu erwähnen die von Sandberger gesammelten Tierreste aus den Braunkohlengruben bei Gusternhain und Breitscheid im östlichen Teile des Westerwaldes; es sind:

Anthracotherium cf. magnum Cuv.
— Sandbergeri H. von Meyr.[1])
Rhinoceros cf. incisivus Cuv.
— cf. minutus Cuv.
Hyotherium Meissneri H. von Meyr.
Cainotherium (Microtherium) Renggeri H. von Meyr., von Breitscheid.
Crocodilus sp.
Rana Jaegeri H. von Meyr.
Helix lepida Reuss.
Archaeozonites subverticillus Sdbg.
Pupa quadrigranata A. Braun[2]).

Diese Tierarten finden sich in anderen Gegenden, so im Mainzer Becken, sämtlich im Miocän, mit Ausnahme des sonst oligocänen Anthracotherium. Die drei letztgenannten Landschnecken sind häufig in den untermiocänen Cerithienkalken bei Hochheim am Main; dieselben kommen aber noch, wenn auch selten, in dem jüngeren Litorinellenkalk bei Wiesbaden vor.

Auch auf der Grube Concordia im Hickengrunde bei Haiger nördlich von Breitscheid wurden im Liegenden einer 13—14 m mächtigen Braunkohlenablagerung Reste von Anthracotherium (cf. magnum Cuv.) und von Rhinoceros cf. incisivus Cuv. angetroffen.

Unmittelbar an diese Braunkohlenformation auf dem Westerwalde schliessen sich diejenigen in der weiteren Umgegend von Limburg an der Lahn südlich an. Auf den Devonschichten, besonders auf den mitteldevonischen Kalken discordant aufgelagert, finden wir ausgedehnte Lager von Sanden, Thonen und Quarzgeröllen, häufig verkittet zu Quarziten und Quarzkonglomeraten, sowie Braunkohlenflöze in Höhen von 250—310 m über dem Meere. Mit diesen Schichten sind verbunden lagerartige Massen von Brauneisen, Manganerzen und Phosphoriten, welche sekundär vom Wasser gebildet wurden, zum Teil mittelst Umsatz der unterliegenden Devonkalke.

Braunkohlenflöze lagern in dieser Gegend nördlich von Limburg bei Nieder-Hadamar, Offheim, Dehrn, Faulbach, Ellar, Fussingen und anderen Orten. Aber auch die Thon-, Sand- und Schotterablagerungen, welche südlich der Lahn über die Plateauflächen des Devon unter dem Diluvium ausgebreitet liegen, gehören hierher, ebenso wie die Geröllbetten bei Schloss Schaumburg, bei Wasenbach, Singhofen, Nieder-

[1]) Hermann von Meyer, im N. Jahrb. Min. 1852 S. 205, nannte die kleineren Backenzähne von Gusternhain Anthr. Sandbergeri; die grösseren Zähne von dort wurden zu dem Pariser Anthr. magnum Cuv. gestellt. Jedoch bedürfen diese Bestimmungen einer genaueren Revision.

[2]) Vgl. Fr. Sandberger, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 376. 395. 404. Wiesbaden 1870/75.

selters und mehrorts auf der weiten Hochebene des Einrichgaues zwischen dem Taunuskamm und dem Lahnthale. Solche Geröllmassen hat C. Koch nach Süden weiter verfolgt über Camberg, Niederseelbach und Niedernhausen durch die devonischen Quarzitzüge des Taunus hindurch in dem Querschnitte des Daisbaches, welchen die Bahn von Wiesbaden nach Limburg benutzt, um die Höhe des Taunus zu überschreiten.

c. Tertiäre Ablagerungen in der Umgegend von Trier an der Mosel.

Wie die Braunkohlenformation von der Kölner Bucht hinaufzieht nach Südost bis auf den Hohen Westerwald und zur mittleren Lahn, so lässt sich dieselbe auch von der Neuwieder Senke aus nach Südwest die Mosel hinauf verfolgen bis zu den ausgedehnten Thon- und Sandlagern auf den Triasplatten der Umgegend von Bitburg, wenn auch nur wenige Reste dieser Ablagerungen zwischen Koblenz und Trier übrig geblieben sind (manche wohl auch noch nicht bekannt wurden). Lager von weissen Quarzgeröllen auf Thonschichten liegen an der Heerstrasse von Koblenz nach Trier auf der Dreitonnenkuppe zwischen Nette und Mosel in Höhen von 300—320 m über dem Meere; ebenso auf dem Berge westlich über Pisport an der Mosel in 365—370 m, also in 255—260 m über dem dortigen Spiegel der Mosel.

Wichtig ist das Vorkommen von Braunkohlen bei Eckfeld zwischen Daun und Wittlich im südlichen Teile der Vorder-Eifel [1]). An einem Seitenbache der Lieser öffnet sich ein kleiner Thalkessel, dessen Sohle sich tief einsenkt zwischen den rings hoch ansteigenden devonischen Grauwacken; der Thalgrund ist angefüllt mit einem Braunkohlenlager, welches bis in 20 m Tiefe erbohrt wurde, ohne durchsunken zu sein. Die Braunkohle dieses Lagers besteht zumeist aus derselben dünnschiefrigen Blätterkohle mit Nestern und Lagern von Infusorienerde, wie zu Rott und Liessem bei Bonn, und enthält auch, soweit bisher bekannt, die gleichen Pflanzenarten, wie jene Blätterkohle am Niederrhein. Jedenfalls ist dies der kleine Rest einer ausgedehnteren Braunkohlen-Ablagerung, ein Rest, welcher dadurch vor der Denudation geschützt wurde, dass er in einer Grabenversenkung mit Verwerfungen tief im Unterdevon eingebettet liegt; darauf weist auch der Umstand hin, dass die Blätterkohlen ziemlich stark gefaltet und geknickt, sowie scharf abgeschnitten am Devon anlagern.

Ausserdem sind Pflanzenreste, welche mit denjenigen der Blätterkohle im Siebengebirge übereinstimmen, bekannt geworden aus feinerdigen, vulkanischen Tuffen des Burberges bei Schutz, 5 km nordnordwestlich der Braunkohle von Eckfeld, und ähnliche Blätterabdrücke aus den gleichen Tuffen an der Strasse nördlich von Daun. H. von Dechen zweifelt nicht daran, dass diese verschiedenen Vorkommen in der Vordereifel nur die letzten Reste sind von ehemals weit ausgedehnten Ablagerungen, welche in seeartigen Wasserflächen gleichzeitig mit den vulkanischen Tuffen abgesetzt wurden (vgl. H. von Dechen II, S. 587).

[1]) O. Weber, Ueber das Braunkohlenlager von Eckfeld in der Eifel, in Verh. nat. Ver. Rheinl. Westf., 10. Jahrg., S. 409—415. Bonn 1853.

Viel bedeutender als diese Ablagerungen in der Vordereifel sind diejenigen auf den weiten Plateaus der Triastafeln und der angrenzenden Devonflächen in der Umgegend von Bitburg: die ganzen Gebiete nördlich von Trier zwischen der Mosel, der Sauer und der Lieser sind in Höhen von 350—400 m über dem Meere (der Nullpunkt des Moselpegels in Trier ist = 124 m) bedeckt mit zum Teil recht mächtigen Ablagerungen von Quarzgeröllen, weissen Sanden und plastischen Thonen; wie gewöhnlich bilden sich auch dort Bänke von Sandsteinen, Quarziten und Quarzkonglomeraten [1]). Besonders ausgedehnt und nutzbar sind die Thonschichten auf dem Plateau bei Speicher, 150 m über der tief in die unterliegenden Triasstufen eingeschnittenen Kyll; dort lagern 8–9 m mächtige Schichten, und zwar oben etwa 3 m plastischer Thon, dann sandiger Thon, endlich Sand, Kies und Schotter als Grundlage über dem Muschelkalk; in dem Thone liegen häufig Striche von Brauneisenconcretionen (dem Bohnerze ähnlich) und von schwarzen Mangankörnern. In der Nähe des Friedhofes von Speicher soll nach Aussage der Leute ein Braunkohlenflöz in diesen Thonen einlagern. Die zahlreichen Thongruben bei Speicher und nördlich Herforst bei Binsfeld liefern der dortigen bedeutenden Thonwarenindustrie dasselbe gute Material wie diejenigen auf dem Westerwalde [2]).

Weiter nördlich und östlich von Binsfeld ziehen sich die groben Quarzsande und Massen von weissen Quarzgeröllen meilenweit fort und schliessen sich endlich über Manderscheid an die oben erwähnten Vorkommen in der Vordereifel an. In Manderscheid selbst wurden diese Ablagerungen durch eine Brunnengrabung aufgeschlossen und dabei die folgenden Schichten von oben nach unten angetroffen:

Vulkanischer Tuff und Sand	3 m
Plastischer grauer Thon	7 m
Weisser Sand und Kies	1 m
Hellgraue Thone	4 m

Liegendes: devonische Grauwacken.

Auch südlich der Mosel kennt Grebe ausgedehnte Ablagerungen von Quarzgeröllen mit Körnern von Brauneisen und mit Quarzkonglomeraten auf den Hochflächen der nördlichen Hunsrückgebiete, welche hierher zu den miocänen Braunkohlenbildungen gehören dürften; es steigen solche Ablagerungen ziemlich hoch auf die Devonrücken des Gebirges hinauf in analoger Weise, wie die oben erwähnten auf der rechten Rheinseite zwichen dem Taunus und dem Lahnthale. Es sei endlich hier noch angeführt, dass auch auf dem Hunsrück an mehreren Stellen, und zwar auf den Devonplateaus zwischen der unteren Mosel nnd dem Rheine bei Eveshausen, Frankenweiler (nördlich von Castellaun),

[1]) Ueber die tertiären Ablagerungen auf den Hochflächen bei Bitburg siehe: H. Grebe, Ueber das Oberrotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trierschen Gegend. Mit Uebersichtskarte im Jahrb. preuss.-geol. Land.-Anst. Bd. II, S. 455—481. Berlin 1882.

[2]) Die Thonlager dieser Gegend wurden bereits zur Römerzeit ausgebeutet, wie zahlreiche Funde von römischen Ziegeln, Töpfen, Münzen und anderen Gegenständen, sowie Reste der römischen Brennöfen beweisen; die dortigen Funde werden in dem reichen Museum in Trier aufbewahrt.

Buchholz und westlich über Boppard, vulkanische Tuffe und Bimssteinsande bis zu einer Mächtigkeit von mehreren Metern vorkommen [1]).

Wenn auch in allen diesen hochgelegeuen Ablagerungen von Thonen, Sanden, Quarzgeröllen und Bimssteinsanden zu beiden Seiten des Moselthales in Höhen von 200—300 m über der Mosel noch keine Fossilien aufgefunden wurden, so sprechen doch ihre Lagerungsverhältnisse, ihre petrographische Ausbildung und ihre räumliche Verbindung mit den charakterisierten Braunkohlenresten in der Vordereifel und südlich vom Laacher See dafür, dass wir diese unzweifelhaft tertiären Schichten auf den Hochflächen bei Trier gleichfalls der miocänen Braunkohlenbildung des Niederrheines zuzurechnen haben.

Ueberblicken wir am Schlusse dieses Kapitels über das tertiäre System im niederrheinischen Schiefergebirge noch einmal kurz die vorgeführten Verhältnisse, so finden wir vor allem die weit ausgedehnten und mächtigen Braunkohlen-Ablagerungen in der Kölner Bucht, in der Umgegend des Laacher Sees, im Becken von Neuwied, auf dem Westerwalde, in der Gegend von Limburg an der Lahn, endlich auch in der Vordereifel, in der Trierer Bucht und auf dem nördlichen Hunsrück verbreitet; alle jetzigen Thalläufe im Schiefergebirge sind jüngeren Ursprungs als diese Schichten. Wir dürfen annehmen, dass zur miocänen Zeit die ganzen Flächen des devonischen Schiefergebirges von der Kölner Bucht an über den Westerwald und über die Vordereifel fort bis zum Taunus und Hunsrück mit Süsswasserseen und mit Lagunen bedeckt wareu, in welchen Gewässern grosse Massen von Quarzgeröllen, Sanden, Thonen und Braunkohlen zum Absatz gelangten; diese Sedimente wurden von den südlich liegenden Landstrecken her den Seeflächen zugeführt. Im Norden des niederrheinischen Schiefergebirges dagegen, und zwar von einer Linie an, welche von Düsseldorf nach Aachen zu ziehen ist, breitete sich gleichzeitig das offene Meer aus, welches zur miocänen Zeit die ganzen nördlichen Küstengegenden von Mitteleuropa bedeckte. Das oligocäne Meer bespülte ebenfalls nur die Nordküsten des Schiefergebirges, verbreitete sich aber auch um die Ost- und Südränder desselben. Eocäne und Pliocäne Ablageruugen fehlen vollständig im Gebiete des niederrheinischen Schiefergebirges oder konnten bisher in demselben noch nicht nachgewiesen werden.

9) Das Diluvium.

Da pliocäne Schichten (mit der Fauna des Mastodon arvernensis oder mit einer Meeresfauna) bis jetzt im westlichen Deutschland noch nicht bekannt geworden sind, haben wir nächst der miocänen Tertiärstufe das Diluvium im Bereiche des niederrheinischen Schiefergebirges zu betrachten. Wie fast in ganz Deutschland, haben wir es auch hier nicht

[1]) H. Grebe, Geognostische Verhältnisse des Bergreviers Koblenz II, S. 19. in W. Dunker, Beschreibung des Bergreviers Koblenz II. Bonn 1884.

mit warmen Absätzen, sondern nur mit den jüngsten Bildungen auf dem Lande, mit den Anschwemmungen der Bäche und Flüsse zu thun: Gerölle, Sande und Lehme erscheinen in langgestreckten Terrassen an den Gehängen der Thäler meist in ansehnlicher Höhe über den jetzigen Flussbetten. Ausserdem ragt das Gebiet der nordischen Gletscherablagerungen aus der niederrheinischen Tiefebene bis auf die nördlichen Abhänge des Schiefergebirges hinauf. Das Diluvium am Südrande des Taunus werden wir erst später im Zusammenhange mit den gleichen Bildungen in der oberrheinischen Tiefebene kennen lernen. Hier besprechen wir daher nur die diluvialen Anschwemmungen des Rheines und seiner Nebenflüsse, soweit sie im Schiefergebirge selbst und in der westfälisch-rheinländischen Ebene liegen; es ist dabei zu berücksichtigen, dass das Diluvium im westlichen Deutschland noch verhältnismässig wenig untersucht und im wesentlichen nur soweit bekannt ist, als wir die Darstellung desselben H. von Dechen in seinem grundlegenden Werke zu verdanken haben (Band II, S. 710—814. Bonn 1884).

Bis zum Ende der miocänen Zeit war der mächtige Rheinstrom noch nicht vorhanden: erst zu Anfang des Diluviums erkennen wir seine Spuren: doch könnte der Rhein bereits in der pliocänen Zeit entstanden sein, in einer Zeit, über welche wir für den deutschen Boden leider noch so wenig Kenntnisse besitzen. Im Beginn der diluvialen Stufe war die oberrheinische Tiefebene ausgefüllt mit einem grossen Binnensee, welcher nicht mehr, wie vorher, nach Süden ablaufen konnte, sondern seinen Abfluss nach Norden nehmen musste. Das niederrheinische Schiefergebirge konnte damals unmöglich seine jetzige Höhe über der oberrheinischen Tiefebene besitzen; vielmehr ist dasselbe während der diluvialen Zeit weniger tief abgesunken als alle oberrheinischen Landstrecken, weniger also als die sämtlichen Zuflussgebiete des Rheines in den weiten Flächen des oberrheinischen Gebirgssystemes; ohne diese verschiedenartigen Bewegungen der beiden Gebirgssysteme hätten der Rhein, die Mosel, die Maas und andere Zuflüsse des unteren Rheinlaufes niemals die Höhen des Schiefergebirges durchschneiden können. Jedoch könnten diese Bewegungen, wie gesagt, bereits in der pliocänen Zeit begonnen haben, wenn wir die auf den Plateaus des Schiefergebirges am höchsten gelegenen, jetzt als älteres Diluvium betrachteten Schotterablagerungen des Rheines und seiner Nebenflüsse als pliocän bezeichnen dürften.

Wir haben im ganzen Rheingebiete überall zwei verschiedene diluviale Absätze zu unterscheiden: die von den Bächen und Flüssen angeschwemmten Sande, Kiese, Gerölle und Lehme der Thalterrassen und Thalniederungen und den Löss, diesen eigenartigen sandigen und kalkhaltigen Lehm, welcher als der jüngste diluviale Absatz grosse Flächen der niederen Theile des Berg- und Hügellandes in den rheinischen Gebirgssystemen bis zu Höhen von 250—300 m über dem Meere bedeckt.

Die von dem Rheinstrome selbst zur diluvialen Zeit abgelagerten Sand- und Schotterterrassen finden wir jetzt zum Teil in bedeutenden Höhen über dem Flussbette, so z. B.:

	Höhe über dem Meere:	Rheine:
am Hassenkopf über Bingerbrück . . .	197 m	120 m
an Burg Heimburg bei Niederheimbach .	100 „	30 „
auf dem Loreleifelsen	200 „	135 „
an der Strasse südlich Boppard (nach Simmern)	261,7 „	200 „
auf dem Jakobsberg über Osterspay . .	240 „	178 „
an der Strasse von Bendorf nach Grenzhausen	300 „	245 „
auf dem Leilenkopf über Brohl . . .	240 „	190 „
auf der Erpeler Ley gegenüber Remagen	200 „	150 „
bei Bruchhausen	210 „	160 „
am Virneberg über Rheinbreitbach . .	162 „	112 „
auf dem Roderberg bei Rolandseck . .	177,7 „	130 „

Auf den rheinhessischen Plateaus oberhalb Bingen steigen die altdiluvialen (oder pliocänen) Rheingeschiebe-Ablagerungen, z. B. auf dem Bosenberge, bis zu 229 m über Meer und 152 m über dem jetzigen Rheinspiegel bei Bingen.

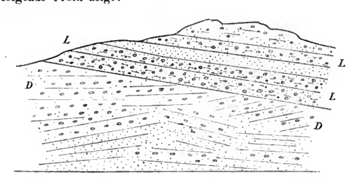
Die am höchsten über dem jetzigen Rheinbette gelegenen Geschiebeterrassen müssen wir natürlich als die ältesten Ablagerungen dieses Stromes ansehen: der Rhein wäre also zu Anfang der Diluvialzeit in einem 150—190 m höheren Niveau als jetzt, oder in Höhen über dem Meere von 200—240 m durch das niederrheinische Schiefergebirge von Bingen bis Bonn geflossen, und zwar ungefähr in der Richtung seines jetzigen Bettes, jedoch nach rechts und links bis auf einige Kilometer abschweifend. So erwähnt Angelbis des alten Rheinlaufes östlich über der Neuwieder Senke auf den hohen Devonplateaus [1]: „Wenn wir nun die Verbreitung der nach ihrer petrographischen Beschaffenheit und den Lagerungsverhältnissen als Flussgerölle aufzufassenden Geschiebe nach Osten hin berücksichtigen, so ergibt sich, dass der Rhein ehemals von der Stelle des heutigen Braubach an in nördlicher Richtung floss, etwa über das jetzige Niederberg. Südlich von Stromberg wandte er sich nach Nordwesten und ging nun in einer dem heutigen Strombette parallelen Richtung bis oberhalb des Siebengebirges;“ hier auf den Devonflächen östlich über Bendorf liegen die Geschiebelager unter dem Löss und auf den Braunkohlenthonen bis in Höhen von 300 m über dem Meere (245 m über dem Rheine), so an der Strasse nach Grenzhausen und weiter nördlich bei Stromberg, Kaan und Sessenbach; es sind diese Lagen die höchsten bekannten Punkte für diluviale Rheingerölle im Bereiche des Schiefergebirges.

Die Gerölle und Geschiebe der diluvialen Terrassen, welche zu beiden Seiten des Rheines liegen und sich von den Höhen allmählich herabziehen bis zum jetzigen Thalwege des Stromes, bestehen stets vorherrschend aus Kieseln und Quarziten; es kommen jedoch auch unter ihnen vor: schwarze Kieselschiefer, Grauwacken, Eifelkalkstein,

[1] G. Angelbis, Ueber die Entstehung des Neuwieder Beckens, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. III, S. 16. Berlin 1883.

Braunkohlenquarzite, Basalt, Trachyt, Buntsandstein; selten sind Gerölle von Granit, dessen Stücke nur vom Mittelrhein und Main herstammen können. Die Diluvialgerölle sind meist klein, 1—3 cm gross; sie werden aber auch grösser: so liegen auf dem Roderberg bei Rolandseck in den Schottern Geschiebe von allen Grössen bis zu einem Durchmesser von 0,5—0,75 m. Die Sand-, Geröll- und Kiesablagerungen der diluvialen Rheinterrassen sind stets deutlich geschottert, das heisst die platten Gerölle liegen auf ihrer Breitseite, die Geröllbetten bilden horizontale Striche in den Sanden, und die Sande erscheinen in Streifen verschiedenfarbig gebändert; oft sind die Sande unregelmässig aufgeschüttet und zeigen eine quer durchgehende Aufschotterung. Diese sogen. geschotterte Struktur der Sande weist hin auf ihren Absatz im Strome des Rheines.

Am Kraterrande des Roderberges wird der altdiluviale (oder pliocäne?) Rheinkies von den vulkanischen Schlacken überlagert, wie das folgende Profil zeigt:



Profil 59 (Massstab 1 : 200)

durch die altdiluvialen Rheinkiese unter Lavastücken (Lapilli) am nordwestlichen Kraterrande des Roderberges über Rolandseck bei Bonn, 180 m über dem Meere, 133 m über dem Rhein. Gezeichnet von R. Lepsius.

D Sand und Geschiebe des Diluviums.
L Schwarze Lavaschlackenstücke (Lapilli) und vulkanische Aschen.

In den schwarzen Lavaschlacken und Aschen eingeschlossen liegen Rheingerölle, oberflächlich angeschmolzen, und verglaste Quarz-, Quarzit- und Grauwackengeschiebe. Die Mitte des Kraters ist von Löss erfüllt, welcher in einem Brunnen am Bruchhofe in 20 m Tiefe noch nicht durchsunken wurde. Auch die Aussenflächen des Roderberges sind zum grössten Teil mit Löss bedeckt; am Ostfusse des Berges häufen sich jüngere Diluvialkiese unter dem Löss ca. 8 m mächtig an. In den Lössschichten nördlich des Roderberges und westlich über Mehlem lagern die Aschen und Lapilli mitten in den Lösswänden, so dass die Eruption dieses Vulkanes jedenfalls während der Ablagerung des Lösses, also während der jüngeren Diluvialzeit, stattgefunden hat [1]).

[1]) Das weitere über den Roderberg siehe in: Karl Thomae, Der vulkanische Roderberg bei Bonn, mit Karte und Profilen. Bonn 1835.

Dass wir nun diluviale Schotterterrassen von den Hochflächen beiderseits des Rheinthales an in jedem Niveau bis hinab zum jetzigen Flusslaufe vorfinden, gilt uns als ein Beweis der allmählichen, immer tieferen Einbettung des Stromes während der Diluvialzeit; es werden bei dieser Durchschneidung des Schiefergebirges von Bingen bis Bonn häufig über härteren Gesteinsbänken, besonders über oft quer durch den Thalweg durchsetzenden Quarzitzügen des Unterdevons Wasserfälle oder wenigstens Stromschnellen entstanden sein, wie wir solche Stromschnellen noch heute in der Enge der Taunusquarzite des Binger Loches vor uns sehen.

Dieselben Beobachtungen wie am Rheine lassen sich auch an den Nebenflüssen desselben machen: die Nahe, die Lahn und die Mosel besitzen in gleicher Weise zu beiden Seiten ihres Laufes hochgelegene Schotterterrassen, welche beweisen, dass auch die Zuflüsse des Rheines einst in einem verhältnismässig viel höheren Niveau als jetzt über die Schichtenköpfe der devonischen Grauwacken und Schiefer hinflossen.

Ueber die diluviale Moselmündung sagt H. von Dechen (II, 1884, S. 727): „Sehr deutlich hat zu einer bestimmten Zeit die Mündung der Mosel in den Rhein zwischen Fort Konstantin und Feste Franz gelegen, 25 m über dem heutigen Rheinspiegel.“ Die Moselgerölle ziehen auf den Hochflächen bei Münstermaifeld bis auf Höhen von 267 m über dem Meere oder 209 m über dem Rheinpegel bei Koblenz.

In der Umgegend von Trier kennt H. Grebe [1]) Diluvialterrassen bis zu Höhen von 130—160 m über der Mosel (der Nullpunkt des Pegels in Trier liegt in 124 m über dem Meere): es sind gelbliche Sande mit Geschieben, bis 2 m mächtig, wie sie z. B. 3 km südlich von Trier bei Mariahof in 162 m über der Mosel lagern. Die Mosel hat, ebenso wie der Rhein, ihr Flussbett allmählich in langen Zeiträumen in das Devon eingesenkt und dabei in allen verschiedenen Niveaus Sand- und Kiesablagerungen zurückgelassen; während dieser Zeit änderte zugleich der Fluss fortlaufend die Richtung seines Laufes, und zwar mehrfach mit ziemlich grossen Abweichungen von seinem jetzigen Bette. Den breitesten Spielraum hat sich die Mosel genommen unterhalb Trier von der Kill- bis zur Liesermündung: hier in den auffälligen Thalweiten von Wittlich bis Schweich, durch welche auch die neue Moselbahn ihren Weg nimmt, dehnen sich die diluvialen Moselabsätze bis zu Breiten von 10 km und in Höhen von 70—100 m über dem heutigen Flussspiegel aus. Die 300 m hohe Kuppe des Schweicher Morgensterns blieb mit ihrer Tertiärdecke erhaben über den alten Thalflächen [2]).

Die tertiären Geröllager (siehe oben S. 213) in der Trierer Gegend wie auch am Rhein, sind von den diluvialen Ablagerungen leicht da-

[1]) H. Grebe, Ueber das Oberrotliegende etc. und das Diluvium in der Trierschen Gegend, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. II, S. 480, Berlin 1882; und Derselbe, Ueber Thalbildung auf der linken Rheinseite, insbesondere über die Bildung des unteren Nahethales, daselbst Bd. VI, S. 133—164; mit zwei wichtigen Uebersichtskarten. Berlin 1886.

[2]) Jedoch kann diese Kuppe nicht als Insel zwischen zwei gleichzeitig vorhandenen Moselarmen hervorgetreten sein, wie H. Grebe 1886, S. 138, meint; denn ein Fluss kann zur selben Zeit wohl flache Inseln und Felsen, aber niemals ganze Berge mit seinen Armen umfassen.

durch zu unterscheiden, dass sie erstens nur auf den höchsten Plateauflächen und um 70—80 m höher als jene liegen, und zweitens, dass sie nur aus Quarz- und Quarzitgeröllen bestehen, während die diluvialen Flussabsätze alle möglichen Gesteine, so z. B. Buntsandstein und andere Triasgesteine, neben den allerdings, und zwar wegen ihrer Härte stets vorwiegenden Quarzen und Quarziten enthalten.

Die hochgelegenen Geröllablagerungen beweisen, dass der Rhein und seine Nebenflüsse einst zur älteren Diluvialzeit in einem verhältnismässig bedeutend höheren Niveau als jetzt über das niederrheinische Devonplateau hinflossen. Es ist dies gar nicht anders möglich in Hinsicht auf die Thatsache, dass diese Thäler zur Tertiärzeit sämtlich noch nicht vorhanden waren und erst allmählich während der diluvialen und alluvialen Zeit vom fliessenden Wasser eingeschnitten wurden.

Diese gewaltige Erosionsarbeit innerhalb des niederrheinischen Schiefergebirges konnten aber der Rhein und seine Zuflüsse nur in dem Falle leisten, wenn ihre ganzen Quellgebiete ausserhalb des Schiefergebirges in einem zu diesem Gebirge verhältnismässig höheren Niveau sich befanden, als dies jetzt der Fall ist. Einige Beispiele mögen diese Vorstellung erläutern.

Die Nahe schneidet sich dicht vor ihrer Mündung tief ein in die harten Quarzite des untersten Devon in der schmalen Flussrinne zwischen dem Rochusberg und dem Hassenkopf bei Bingen. Der Rochusberg erhebt sich 248 m über dem Meere oder 171 m über dem Spiegel des Rheines, während die Wasserscheide zwischen Rhein und Nahe auf der Ostseite des Rochusberges bei Ockenheim auf Diluvium und tertiären Mergeln nur 30 m über dem Rheine liegt. Die Nahe hätte niemals die Quarzite des Rochusberges in der Thalenge oberhalb Bingen durchschnitten, sondern wäre östlich um den Rochusberg herum durch die weichen Tertiärmergel geflossen, wenn die Niveauverhältnisse zu Anfang der Diluvialzeit dieselben gewesen wären wie jetzt. Vielmehr sind die Tertiärplateaus von Rheinhessen und mit ihnen die jetzige Wasserscheide zwischen Rhein und Nahe bei Ockenheim erst allmählich während der Diluvialzeit am Südrande des Taunus bis zu ihrem heutigen Niveau abgesunken, während die Nahe in dem einmal gegrabenen Bette zwischen Rochusberg und Hassenkopf blieb und dasselbe nur fortdauernd vertiefte [1]).

---

[1]) Siehe das Kärtchen bei H. Grebe 1886, Taf. IV. Dass in den Diluvialterrassen der Wasserscheide bei Ockenheim nur Rhein-, aber keine Nahegeschiebe vorkommen, beweist allerdings, dass der Rhein zur älteren Diluvialzeit über die Wasserscheide fortfloss; dieselben Diluvialterrassen liegen aber auf den Tertiärplateaus östlich und südlich über Ockenheim in Höhen bis zu 230 m über dem Meere, resp. 160 m über dem Rheine, ebenso wie auf dem Rochusberg und auf dem Hassenkopf. Damals muss das Bergrelief in der Gegend bei Ockenheim und Bingen ein ganz anderes als jetzt gewesen sein; der Rochusberg als solcher war nicht vorhanden, der Rhein ging über ihn fort. Diese älteren Diluvialabsätze haben aber keine Beziehung zu dem jüngeren Einschnitt der Nahe oberhalb Bingen; keinesfalls ist diese schmale Naherinne vom Rheine gegraben, oder von einem Arme des Rheines, da dieser Einschnitt 30 m tiefer liegt als die Wasserscheide zwischen Rhein und Nahe bei Ockenheim. H. Grebe S. 162 übersieht, dass der wichtigste Faktor für Erklärung dieser Verhältnisse die nachträgliche Einsenkung der Wasserscheide bei Ockenheim und der Tertiärschichten am Südrande des Taunus überhaupt ist.

Auf dem ganzen Wege, den die **Mosel** in Lothringen durch die Triastafeln des oberrheinischen Gebirgssystemes nimmt, übersteigen die stets mit Diluvium bedeckten Plateaus zu beiden Seiten des Mosel-Laufes kaum 300 m Meereshöhe; dagegen besitzen die Devonrücken zu beiden Seiten der Mosel unterhalb ihres Eintrittes in das niederrheinische Schiefergebirge noch jetzt nach längerer Denudation eine Höhe von 400 bis 500 m über dem Meere.

Die **Lahn** enteilt dem Schiefergebirge in östlichem Laufe, um bei Marburg in die abgesunkenen Triastafeln des oberrheinischen Gebirgssystemes einzutreten. Dennoch wendet sie bei Giessen und Wetzlar ihren Lauf nach Westen zurück und geht dadurch aus Flächen von 250 m über in Berghöhen von 300—400 m über dem Meere. Die Wasserscheide zwischen Lahn und Main bei Butzbach in der Wetterau, welche mit diluvialen Ablagerungen bedeckt ist, liegt in 229 m Meereshöhe, während das Devonplateau zu beiden Seiten der unteren Lahn bei Nassau und Ems bis zu Höhen über 400 m ansteigt.

Am schärfsten treten diese eigentümlichen hydrographischen Verhältnisse hervor im Verlaufe der **Maas**. Dieser Fluss entspringt auf dem Plateau von Langres in 409 m, durchfliesst den östlichen Rand des Pariser Beckens getrennt von den Zuflüssen der Seine durch Wasserscheiden von kaum 300 m Höhe und durchschneidet dennoch von Mezières bis Namur das hohe Devonplateau der Ardennen von 400 m Meereshöhe. Die Maas hat also während der Diluvialzeit auf diesem Wege durch die Ardennen Berge durchschnitten, welche jetzt höher emporragen (über dem Meere) als das Quellgebiet der Maas selbst.

Aus allen diesen und ähnlichen Thatsachen geht hervor, dass die Triastafeln, welche das niederrheinische Schiefergebirge auf drei Seiten umgeben, zu Anfang der Diluvialzeit, wo die Flussbildung in diesen Gebieten begann, noch nicht so tief im Verhältnis zu dem devonischen Schiefergebirge abgesunken waren, als es jetzt der Fall ist. Es liegt auch von vornherein gar kein Grund vor, die Bewegungen in der Erdkruste, welche allein abhängig sind von der Einschrumpfung der Erde, die Senkungen, die Entstehung von Verwerfungen und Spalten, welche wir in den älteren Formationen bis zum tertiären System inklusive so zahlreich antreffen, plötzlich mit Beginn der Diluvialzeit aufhören zu lassen; vielmehr beweisen uns auch in dieser Beziehung die noch jetzt häufigen Erdbeben, dass diese Erdbewegungen sogar in unserer jüngsten Zeit ihren andauernden Fortgang nehmen.

In den Niederungen der Kölner Bucht erscheinen die diluvialen Geröll- und Sandablagerungen, meist vom Löss oder alluvialen Lehm bedeckt, in den Landrücken zu beiden Seiten des Rheines und seiner Zuflüsse. Der schmale Höhenzug der Ville zwischen dem Rhein und dem Schwistbach resp. Erft enthält über der devonischen oder tertiären Grundlage Geröll- und Sandbetten, auf denen sich dann noch eine Decke von Löss oder von Lehm mit Geschieben in einer Mächtigkeit bis zu 8 m ausbreitet. H. von Dechen gibt (11. 1884, S. 750) eine

interessante Vergleichung der Scheitelhöhen dieses diluvialen Rückens mit dem Gefälle und der jetzigen Thalfläche des Rheines von Bonn bis Neuss: danach besitzt die diluviale Geröllage in der Ville von der Höhe südlich von Bonn bis zur unteren Erft bei Grevenbroich ein Gefälle von 145 m, nämlich von 245 m Meereshöhe im Süden bis ca. 100 m im Norden, während der Rhein von Oberwinter bis Düsseldorf von 49 m auf 26,6 m (über dem Meere), also nur um 22,4 m fällt. „Das älteste nachweisbare Flussbett des Rheines“, wie H. von Dechen mit Recht die Geröllablagerungen im Höhenzuge der Ville nennt, hatte einst von Bonn bis Neuss keinenfalls ein Gefälle von 145 m Höhe, sondern sicherlich ein viel geringeres; vielmehr beweisen diese Zahlen nur, dass auch das ältere Diluvium, wie die Triastafeln, von dem devonischen Schiefergebirge auch während der Diluvialzeit immer tiefer absank, und dass die nördlichen Niederungen der Kölner Bucht und des Rheindeltas jetzt im Verhältnis zum Schiefergebirge in einem tieferen Niveau liegen als beim Absatz des älteren Diluviums.

Der diluviale Landrücken der Ville findet mit einigen Unterbrechungen seine Fortsetzung nach Norden als Wasserscheide zwischen Rhein und Maas über Krefeld und Tönisberg an Xanten und Kleve vorbei bis nach Nimwegen; er setzt auch jenseits, also nördlich des Rheinthales weiter fort von Arnheim bis in die Veluwe westlich der Ijessel, wo diese sandigen Diluvialhügel am Observatorium nahe bei dem königlichen Lustschloss Het Loo eine Höhe von 107 m über dem Meere erreichen. Die in den Niederlanden berühmten schönen Gärten und Landhäuser bei Arnheim liegen auf den zum Rheine hin abfallenden Terrassen dieses diluvialen Höhenzuges. Zwischen Arnheim und Nimwegen durchschneidet der Rhein den Landrücken, lenkt seinen vorher nordnordwestlich gerichteten Lauf um nach Westen und zerteilt von nun an seine Wasser in mehrere Arme, welche unter verschiedenen Namen (Waal, Lek und andere) dem Meere zuströmen.

Die ersten erratischen Blöcke der skandinavischen Gletscher treffen wir am Niederrhein an in den diluvialen Sanden zwischen Ruhrort und Geldern, bei Tönisberg, Schaphuysen und Rheurdt; von dieser Gegend an nach Norden und nach der westfälischen Ebene, dem Münsterlande hin, finden sich häufig die nordischen Blöcke von Granit, Syenit, Gneiss, Porphyr und anderen Gesteinen in kleinen und grösseren Stücken im Diluvium verstreut.

Diese südliche Grenze des nordischen Gletscherdiluviums zieht H. von Dechen am Niederrhein von Paderborn her längs der Haar und des Hellweges über Büren, Unna und Dortmund, dann über Witten, Hattingen und Kettwig an der unteren Ruhr, südlich Duisburg vorbei über den Rhein nach Geldern und über die Maas nach den Niederlanden hinein. Sowohl an der Oberfläche als im Innern der diluvialen Sande und zwischen den Geschieben der etwas höher gelegenen Landstrecken am unteren Niederrhein findet man erratische Blöcke, so z. B. besonders zahlreich zwischen Rhein und Niers südlich Kleve. Der sogen. Geschiebelehm, welcher in der norddeutschen Tiefebene mit den Sanden

wechsellagert und dort die Hauptmasse des Gletscherdiluviums bildet, fehlt am Niederrhein, vielleicht weil die unter dem Eis der Gletscher durchströmenden Wassermassen des Rheines und seiner Zuflüsse die feinerdigen, lehmigen Absätze der Gletscher ausgewaschen haben und mit fortnahmen.

In den Niederlanden sind die nordischen Blöcke weit verbreitet. allerdings am meisten in den nördlichen Provinzen des Königreiches. so auf den Inseln, welche in und vor dem Zuyder See liegen, und in Niederländisch-Friesland; auf dem Hondsruck bei Groningen kommen z. B. zahlreiche skandinavische Silurgeschiebe vor [1]). Sogar in Belgien hat E. van den Broeck neuerdings einen erratischen Block nordischen Granites von 0,6 m Höhe entdeckt bei Hoogstraeten, einem Ort, der allerdings nahe an der niederländischen Grenze 33 km nordöstlich von Antwerpen liegt; kleinere Granitgeschiebe sind in den nördlichen Provinzen von Belgien öfters im Diluvium gefunden worden [2]).

In den diluvialen Sanden, welche den grösseren Teil der Oberfläche der westfälischen Ebene im Becken von Münster einnehmen, sind unter den nordischen Geschieben am verbreitetsten die Feuersteinknollen aus der weissen Kreide der dänischen Inseln und Stücke von skandinavischen Graniten. Aus der Umgegend von Hamm hat W. von der Mark eine grosse Menge von nordischen Gesteinen beschrieben. unter denen diejenigen mit obersilurischen Versteinerungen aus Schweden besonders hervorzuheben sind [3]). Bemerkenswert ist auch, dass diese skandinavischen Geschiebe in den Diluvialsanden bei Hamm gemischt liegen mit solchen Geröllen, welche aus dem devonischen Schiefergebirge stammen: die letzteren wurden von den Flüssen aus dem Süden. die ersteren aus dem fernen Norden durch die Gletscher nach Westfalen gebracht.

Wir erkennen aus diesen Angaben über die Verbreitung der erratischen Blöcke in dem Diluvium am Niederrhein, dass die von den skandinavischen Gebirgen ehemals nach allen Seiten ausstrahlenden und abfliessenden Eismassen, wie sie die norddeutsche Tiefebene, und wie sie England überdeckten, auch über den Teutoburger Wald fort bis an den Nordrand des niederrheinischen Schiefergebirges und über die Niederlande bis in das nördliche Belgien hinein sich ausgebreitet haben. Aus der Mischung dieser nordischen Geschiebe mit denen des Rheines in den älteren diluvialen Sand- und Kiesablagerungen erfahren wir ausserdem, dass der Rhein und seine Nebenflüsse zur selben Zeit. als die Niederlande und Westfalen mit Gletschern bedeckt waren, nach Norden zu abflossen, also jedenfalls unter den mächtigen Eismassen hindurch wie Gletscherbäche sich ihren Weg bahnten.

---

[1]) W. C. H. Staring. De Boden van Nederland, Bd. II. S. 25 u. 45. Haarlem 1860.

[2]) Ernest van den Broeck, La découverte d'un bloc erratique scandinave: in Annales Soc. géol. du Nord, tome XI, pag. 2. Lille 1884.

[3]) W. von der Mark, Die Diluvial- und Alluvialablagerungen im Innern des Kreidebeckens von Münster. und die organischen Reste des Diluvialkieses bei Hamm. in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl. Westf. Jahrg. 15, S. 1—76, mit 3 Tafeln. Bonn 1858.

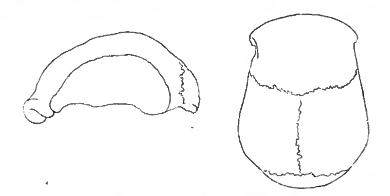
Reste von diluvialen Landsäugetieren finden sich in einzelnen Stücken nicht selten in den Sandablagerungen am Niederrhein und in Westfalen. In grösserer Menge jedoch und gelegentlich mehr oder weniger in vollständigen Skeletten liegen dieselben meist wohl erhalten im Boden von Höhlen, welche zahlreich in den devonischen und karbonischen Kalksteinen des Sauerlandes, der Eifel, an der Lahn und bei Stromberg am Hunsrück entdeckt wurden; H. von Dechen führt 121 solcher Höhlen im Bereiche des rheinischen Schiefergebirges auf (II. 1884. S. 778—787). Die Bodenschichten der Höhlen bestehen in der Regel aus einem zähen Lehm und sind gewöhnlich mit Kalksinter durchtränkt. Die meisten Funde fossiler Tiere wurden gemacht in der Höhle bei Balve, südwestlich Arnsberg in Westfalen gelegen, in den berühmten Höhlen des Neanderthales bei Erkrath an der Düssel östlich Düsseldorf, in den Grotten und Spalten bei Steeten an der Lahn und im „Trou du Sureau“ bei Dinant in Belgien. Von wichtigen Tierresten aus diesen und anderen Höhlen des niederrheinischen Schiefergebirges erwähnen wir hier [1]):

Elephas primigenius Blum. Mammut.
Rhinoceros tichorhinus Fisch. Nashorn.
Equus caballus L. Pferd.
Bos primigenius Boj. Ur- oder Auerochs.
— priscus Boj. Wisent, Bison.
Cervus tarandus L. Renntier (häufig).
— alces L. Elentier, Elch.
— euryceros Ald. Riesenhirsch, Schelch.
Castor fiber L. Biber.
Lagomys pusillus Desm. Pfeifhase.
Myodes torquatus Pal. Halsbandlemming.
— lemmus Pal. Lemming.
Spermophylus altaïcus Evers. Altaiziesel.
Foetorius erminea Keys. u. Blas. Hermelin.
Gulo borealis Nils. Vielfrass.
Ursus spelaeus Blum. Höhlenbär.
Canis lagopus L. Eisfuchs.
Hyaena spelaea Gldf. Höhlenhyäne.
Felis spelaea Gldf. Höhlentiger.

Von diesen Tieren sind jetzt einige ganz auf den hohen Norden von Europa und Asien beschränkt und dürfen als charakteristisch für die diluviale Eiszeit Europas angesehen werden, besonders der Halsbandlemming, der Lemming, der Pfeifhase, Ziesel, Hermelin, Vielfrass und Eisfuchs, auch Renntier und Elen; diese Tiere sind mit den abschmelzenden Gletschern der Eiszeit zurückgewichen in die nördliche kältere Zone. Der Wisent (fälschlich Auerochs genannt), der noch im vorigen Jahrhundert in Preussen vorkam, ist jetzt auf den Wald Bialowieja in Lithauen und auf den Kaukasus beschränkt; der Urochs, mit dem

[1]) Ausführliche Listen der bei Balve, Steeten und Dinant gefundenen Tierreste siehe in: A. Nehring, Uebersicht über 24 mitteleuropäische Quartärfaunen, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1880 S. 468—509.

amerikanischen Büffel nahe verwandt, ist seit langer Zeit ausgerottet [1]). Mammut und Nashorn lebten zur Diluvialzeit in grosser Menge in



Schädel eines diluvialen Menschen aus einer Höhle im Neanderthal oberhalb Erkrath bei Düsseldorf, gefunden im August 1856 (Zeichnung nach Virchow).
Länge des Schädels = 202 mm,
Breite „ „ = 151 „

Deutschland; Tiger und Hyäne waren damals vielleicht nur Sommergäste aus dem Süden.

---

[1]) Im Nibelungenliede werden noch beide Ochsen, Wisent und Ur, dazu auch das Elentier und der Riesenhirsch, Elch und Schelch, genannt; dort heisst es vom starken Siegfried (Lachmann Strophe 880):

Dar nâch slnoc er schiere einen wisent und einen elch,
starker ûre viere und einen grimmen schelch.

Dass der Schelch kein fabelhaftes Tier, sondern der Riesenhirsch ist, nahmen bereits Goldfuss und Nees von Esenbeck an, und wurde von Franz Pfeifer in Germania, Vierteljahrschr. für deutsche Altertumskunde VI. Jahrg., Wien 1861, Abh. „Der Schelch" (S. 225—231) näher begründet. Der Schelch (von scheel, schief blickend) wird noch in einer Urkunde des Kaisers Otto I. vom 26. November 943, auch noch später als tragelaphus, hircocervus, Bockhirsch (so genannt wegen seines starken Kinnbartes und seines langhaarigen Vorderhuges), jedoch nach dem 12. Jahrhundert nicht mehr erwähnt.

Die Römer kannten den Wisent, den Urochs und den Elch als Bewohner der hercynischen Wälder Germaniens. Caesar, de bello gallico lib. VI, cap. 28: „uri magnctudine paulo infra elephantos specie et colore et figura tauri." Plinius, historia naturalis, lib. VIII, cap. 15: „iubatos (gemähnte) bisontes excellentique vi et velocitate uros." Daselbst erwähnen Cäsar und Plinius auch des Elchs als „Alces". Dass jedoch Plinius dort neben dem Alces auch noch eines „Achles" erwähnt, beruht offenbar auf einer etymologischen Unkenntnis und Verwechselung des Plinius, da „Alces" und „Achles" dasselbe Wort ist und ausserdem Plinius vom Achles dieselbe Anekdote erzählt, welche Cäsar vom Alces berichtet, dass nämlich der Elch an einen Baum angelehnt schlafen soll. Eine falsche Lesart dieser Stelle im Plinius „narratam achlim" hat durch Hinüberziehung des m von narratam zu achlim daraus „machlim" gemacht, und dieses doppelt falsche Wort hat dann Ogilby, in Proceed. of the Zoolog. Soc. London 1836, S. 135, angewendet, um dem Elch den Namen „Alces machlis" zu geben, unter welchem falsch gebildeten Namen jetzt das Elentier statt des richtigen Cervus alces Linné mehrfach angeführt wird. — Der Schelch, Riesenhirsch, wird von den lateinischen Schriftstellern, wie es scheint, nicht genannt.

Mit den Knochen der zum Teil jetzt ausgestorbenen Diluvialtiere zusammen haben sich viele vom Menschen bearbeitete Werkzeuge aus Feuerstein, Kieselschiefer, aus Bein oder aus Hirschgeweihen gefertigt, und auch Teile des menschlichen Skelettes selbst vorgefunden, so dass der Mensch zur diluvialen Zeit unzweifelhaft im westlichen Deutschland gleichzeitig mit dem Mammut und dem langhaarigen Rhinoceros bereits lebte, während der Mensch zur Tertiärzeit in Europa noch nicht existierte. Besonders berühmt geworden ist der Schädel eines diluvialen Menschen aus einer kleinen Höhle im Neanderthal oberhalb Erkrath bei Düsseldorf[1]). (Siehe die Zeichnung S. 224.)

Dieser Schädel besitzt eine ungewöhnlich flache Stirne und stark hervortretende Augenbrauenwülste; der „Neanderthal-Mensch" wurde daher mehrfach einer besonderen, niedrig stehenden, wilden Menschenrasse zugezählt. Indessen finden sich auch bei den jetzt lebenden Menschen derartige, dem Neanderthal-Typus ähnliche Schädel; so beschreibt W. Spengel[2]) mehrere Schädel aus der Blumenbach'schen Sammlung in Göttingen, unter denen einige von niederländischen Bewohnern der Inseln im Zuyder See in der Form ganz dem diluvialen Schädel aus dem Neanderthale gleichen. Aus dem einzelnen Funde dieses Schädels aus dem Neanderthale darf natürlich nicht etwa der Schluss gezogen werden, dass Deutschland zur Diluvialzeit von einer Menschenrasse bewohnt gewesen sei, deren Schädelform allgemein diejenige vom Neanderthal-Typus gewesen wäre.

Der Löss. Ueber den diluvialen Flussgeschieben und -Sanden der höheren und niederen Terrassen im Rheinthale liegt meistens der eigentümliche sandige und kalkhaltige, graugelbe Lehm, welcher im Rheingebiete mit dem Namen „Löss" bezeichnet wird. Selbst in noch grösserer Höhe über dem Flussbette, als die Geschiebe und Sande, und über viel weitere Flächen als jene, breitet sich die oft recht mächtige Lössdecke auf den Devonplateaus zu beiden Seiten des Rheinthales aus bis zu Höhen von 270 m über dem Meere oder bis zu 200—215 m über dem jetzigen Rheinlaufe.

Der Löss ist ein äusserst fein zerriebener Denudationsschlamm, bestehend aus 50—60% sehr feinem Quarzsande, dessen Körner durchschnittlich nur eine Grösse von 0,04 mm (wenige bis 0,1 mm, viele von 0,04—0,01 und kleiner) besitzen; unter dem Mikroskop bemerkt man, dass die Quarzkörnchen meist wasserhell durchsichtig und kaum abgerundet, vielmehr eckig und splitterig sind. Etwa 10% Thonerde ist

[1]) C. Fuhlrott, Der fossile Menschaus dem Neanderthal und sein Verhältniss zum Alter des Menschengeschlechtes. Zwei Vorlesungen. Duisburg 1865.

[2]) W. Spengel, Schädel vom Neanderthal-Typus. Braunschweig 1875. — Wenn auch der Schädel aus dem Neanderthal einige Merkmale trägt von Krankheiten, welche das Knochengerüst affizieren, so kann doch die eigentümliche Form des Schädels, die zurücktretende Stirn und die stark vorstehenden Wülste über den Augenhöhlen nicht für pathologisch gelten; siehe darüber: H. Virchow, im stenograph. Bericht über die Versammlung der deutsch-anthropol. Gesellschaft zu Wiesbaden, von A. von Frantzius, Braunschweig 1874. S. 15 u. 49, sowie H. Schaaffhausen, daselbst S. 5.

zum Teil als wasserhaltige kieselsaure Thonerde (Kaolin) in kleinsten Flimmerchen vorhanden, welcher Teil jedenfalls durch Verwitterung von Thonerdesilikaten, besonders von Feldspaten, entstanden ist; zum anderen Teil befindet sich die Thonerde in den zuweilen in ziemlicher Menge auftretenden, sehr kleinen Glimmerschüppchen. Der Löss enthält ausserdem stets — wenigstens in frischem, nicht ausgelaugtem Zustande — 20—25% kohlensauren Kalk (wovon 2—5% kohlensaure Magnesia), und zwar in Form von unzählig vielen dünnen Kalkröhrchen und kleinen Kalkstückchen und -knötchen, welche beim Ausschlemmen der Lössmasse in grosser Menge im Rückstande verbleiben. Diese Kalkmengen wurden vom fliessenden Wasser zum Teil als schwebende feste Bestandteile, zum Teil in aufgelöster Form als doppelkohlensaurer Kalk gleichzeitig mit dem übrigen Lössmaterial zugeführt; die Kalkröhrchen im Löss entstanden durch Umsetzung des doppelkohlensauren in einfachkohlensauren Kalk mittelst der Organismen, zumeist durch Wurzelfasern von Pflanzen, besonders von Gräsern. Der Kalk dient auch grösseren, sehr harten Knollen, sogen. „Lösskindchen“ als Cement; diese sandigen Kalkkonkretionen lagern häufig zu mehreren oder vielen horizontal und strichweise mitten im Löss, vergleichbar den Feuersteinknollen in der weissen Kreide; auch Septarien erscheinen zuweilen im Löss.

Die folgenden chemischen Analysen zeigen die Zusammensetzung des Löss am Wege von Oberdollendorf nach Heisterbach im Siebengebirge (I), des Löss an der Strasse von Bonn nach Ippendorf (II), des Löss zu Weisenau bei Mainz (III); zum Vergleich fügen wir hinzu die Analysen der jetzt vom Rheine bei Bonn vorübergeführten suspendierten (IV) und aufgelösten (V) Bestandteile [1]):

	I.	II.	III.	IV.	V.
	Prozent	Prozent	Prozent	Prozent	Prozent
Kieselsäure SiO^2 . .	58,97	62,43	62,33	57,63	5,21
Thonerde Al^2O^3 . .	9,97	7,51	7,86	10,75	—
Eisenoxyd F^2O^3 . .	4,25	5,14	4,31	14,42	1,64
Kalkerde CaO . . .	11,31	9,87	10,83	2,23	36,76
Magnesia MgO . .	2,04	1,66	2,42	0,24	5,34
Kohlensäure CO^3 .	11,08	9,33	9,62	—	26,36
Kali Ka^2O	1,11	1,75 [2])	0,82	0,89	—
Natron Na^2O . . .	0,84		0,19	0,39	0,41
Schwefelsäure SO^3 .	—	—	—	—	15,79
Chlornatrium NaCl .	—	—	—	—	8,49
Wasser u. organische Substanzen . . .	1,37	2,31	1,62	12,95	—
Summen:	100,94	100,00	100,00	100,00 [3])	100,00 [4])

[1]) Analysen I, II, IV und V nach G. Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie Bd. I, S. 498 u. 504. Bonn 1863. Analyse III nach R. Lepsius. Das Mainzer Becken, S. 165. Darmstadt 1883.

[2]) Aus dem Verlust bestimmt.

[3]) In 10 Liter Rheinwasser befanden sich 2,07 g suspendierte Stoffe.

[4]) In 10 Liter Rheinwasser befanden sich 1,708 g aufgelöste Stoffe (siehe unten beim Alluvium).

Zerteilen wir den Löss der Analyse Nr. III mechanisch in seine Bestandteile, so erhalten wir etwa die folgenden Mischungsverhältnisse:

Streusand (feiner Quarzsand)	25,31,
Staubsand (sehr feiner Quarzsand) . . .	28,08,
Thon (feinste Schlemmteilchen)	25,53,
kohlensaurer Kalk	19,34,
kohlensaure Magnesia	2,12,
Glühverlust	1,62.
	100,00.

Diese feinerdige Masse des Löss ist bei dem Mangel eines Bindemittels und auch vermöge der zahlreichen Kalkröhrchen porös, stark hygroskopisch und leicht zerreiblich, dabei doch von solcher Festigkeit, dass der Löss in 5—10 m hohen, fast senkrechten Wänden stehen bleibt. Im Wasser zerfällt die ganze Lösserde sogleich und bildet eine gleichmässige Trübung ähnlich derjenigen, welche unsere Bäche und Flüsse nach starken Regengüssen zeigen. Der Löss besitzt keine Schichtung, wenn er homogen ist, was meistens der Fall ist; nur wenn Streifen und Schichten von gröberen Sanden, oder von Bimssteinsanden, oder von Tuffen, oder wenn Striche von kleinen Geröllen im Löss liegen, bedingt der Wechsel des Materials eine in der Regel horizontale Bänderung, Schotterung oder Schichtung.

In ziemlich gleichförmiger Zusammensetzung und Struktur verbreitet sich der Löss über grosse Flächen zu beiden Seiten der Thäler des Rheines, der unteren Mosel, Lahn und Nahe. Es ist bemerkenswert, dass der Löss im Bereiche des rheinischen Schiefergebirges nur in der Nähe dieser genannten Flüsse vorkommt, niemals in den inneren Teilen der einzelnen Gebirgsabschnitte. Wenn man gewohnt ist, dem Löss nahe dem Rheine überall auf den mittleren Höhen über den Thälern als dem verbreitetsten Oberflächengebilde zu begegnen, so fällt der gänzliche Mangel an Löss um so mehr auf im Innern der Gebirgsteile: so im oberen Lahnthale oberhalb Marburg, im Wittgensteiner Lande bis hinauf zu dem breiten Rücken des Astenberges und im Sauerlande überhaupt; ebenso auf dem Taunus, dem Hunsrück, in der Eifel, auf dem Hohen Venn — allenthalben auf den über 270 m hohen Bergen und Plateaus und in der Entfernung von nur wenigen Kilometern seitlich der genannten Flüsse, ebenso wie in den tieferen Thälern der inneren Gebirgsteile sucht man vergeblich nach dem Löss, der durch seine besonderen Eigenschaften leicht zu erkennen und nicht zu verwechseln ist mit anderen lokal entstandenen Lehmarten. Im Gegensatz zu solchen Lehmen, wie sie überall als Absatz der Bäche und Flüsse vorkommen und wie sie sich noch jetzt bilden, entstand der Löss nur während der Diluvialzeit, und zwar als ein Gebilde, dessen gleichförmiger Charakter eine allgemeine, internationale, nicht lokale Entstehung und hier am Rheine eine Herkunft aus grösserer Ferne verrät.

Der Löss bedeckt meist die oben beschriebenen Geschiebeterrassen des Rheinthales, und zwar sowohl die höchsten als die niederen Terrassen. er liegt stets als oberste Decke auf den Geröll- und Sandlagern. Auch hier müssen wir die am höchsten gelegenen Lössflächen für die

ältesten halten; mit dem tieferen Einschneiden des Stromes in das Devonplateau stiegen auch die Lössabsätze in ein tieferes Niveau herab. Wenn wir den Löss als Schlammablagerung der Hochfluten des Rheines ansehen, so ist es auch ganz erklärlich, dass der Löss stets die oberste Decke der Diluvialterrassen, und zwar sowohl der höheren als der niederen Terrassen bildet; denn auf den Flächen, welche nur noch von den Hochfluten erreicht wurden, konnten keine Steingerölle und grober Sand mehr abgelagert werden.

In der Umgebung des Rheinthales liegen wohl die höchsten Lössflächen auf dem Maifeld rings um Münster-Maifeld, wo sie bis zu Höhen von 300 m über dem Meere oder 245 m über dem Rhein aufsteigen; auch gegenüber dieser Gegend auf der rechten Rheinseite erheben sich Lössablagerungen auf den Plateaus südlich des Saynbaches bis zu 300 m, ja bei Caan bis zu 325 m über dem Meer oder 270 m über dem Rheinspiegel. Dabei ist zu bemerken, dass diese höchsten Lössdecken direkt auf alten Rhein-Geschiebelagern aufruhen; es stünde daher in dieser Beziehung nichts im Wege, anzunehmen, dass der Löss ebenso wie die Geschiebe in diesen bedeutenden Höhen von dem diluvialen Rheine abgelagert worden ist.

An der Lahn verbreitet sich der Löss durch das ganze Limburger Becken, von Braunfels und Löhnberg an nach Süden bis Niederselters und Katzenelnbogen, nach Norden bis an den Südrand des Westerwaldes in der Umgegend von Hadamar und lahnabwärts bis Balduinstein: diese grossen Diluvialflächen, bestehend aus Sand, Geschieben und einer oft ziemlich mächtigen Lössdecke, wurden im Limburger Becken offenbar von der Lahn selbst abgesetzt, welche ihre Wasser anstaute vor den höheren Devonbergen ihres Unterlaufes von Laurenburg an abwärts bis zur Mündung bei Lahnstein. Zwischen Niederselters und Katzenelnbogen reichen die Lössablagerungen bis 250 m über dem Meer oder 130 m über der Lahn, am Nordrande des Beckens bei Hadamar etwa bis zu 230 m über dem Meere. Doch lagert Löss auch in den Thalstrecken ober- und unterhalb der Limburger Weitung, so bei Wetzlar und bei Ems; jedoch hier nur in nächster Nähe des Flusses. Eine grössere Verbreitung gewinnt dann der Löss weiter oberhalb in der Wetterau.

Auffallend ist, dass an der Mosel, mit Ausnahme des untersten Thalabschnittes nahe dem Rheine, kein Löss vorhanden zu sein scheint; die Diluvialterrassen in der Umgegend von Trier bestehen nach H. Grebe aus Sand, Kies und Schotter, tragen aber keine Lössdecken. Auch bei den anderen Zuflüssen des Rheines im Bereiche des Schiefergebirges sind keine Lössbildungen bekannt. Es sind aber in allen diesen Thälern lokal entstandene diluviale Lehmabsätze vorhanden, mehr oder weniger mit Sand und Geröllen verunreinigt, während der Löss, der seine Entstehung allgemeineren Ursachen verdankt, dort überall nicht abgelagert werden konnte.

Die Lössdecken erreichen in der Nähe des Rheinthales zuweilen eine Mächtigkeit von 10 m; betrachten wir dazu die grosse horizontale Ausdehnung dieser Decken, indem wir zugleich daran denken, dass dieselben nur die Reste einer ehemals viel weiter verbreiteten Ab-

lagerung sind, so ergibt sich, dass zur Diluvialzeit ungeheure Massen dieses feinen Denudationsschlammes vom Rheine aus seinen oberen Stromgebieten in das niederrheinische Schiefergebirge mitgebracht worden sind. Die Fauna des Löss ist zum grossen Teil eine nordische; der Löss breitet sich nur in den Gegenden, wo zur Diluvialzeit keine Gletscher vorhanden waren, in typischer Form und in grösseren Decken aus: jedoch finden wir ihn auch wiederum nur stromabwärts der einst mit Gletschern bedeckten Landstrecken. Es liegt daher nahe, den Löss als das feinste Zerreibungsprodukt der diluvialen Gletscher anzusehen, ausgelaugt aus den mächtigen Moränen der vergletscherten Gegenden und als Gletschermilch von den aus den Gletschern abfliessenden Bächen und Flüssen mitgeführt; es sind daher besonders die aus den Alpenländern entspringenden Ströme, und hier vor allen der Rhein, welche den Löss in grossen Massen zur Diluvialzeit den niedrigeren Gebieten von Europa zuführten und dort in ausgedehnten Decken abgelagert haben.

In dem Löss des Rhein- und Lahnthales erscheinen oft und zuweilen in grosser Menge angehäuft die zarten Schalen der diluvialen Landschnecken, unter denen stets die drei bekannten Arten, Helix hispida L., Succinea oblonga Drap. und Pupa muscorum L., zu 98% vorwiegen. Diese Schnecken leben noch jetzt in unseren Gegenden, wenn auch nicht mehr in solcher Menge wie zur Diluvialzeit: Succinea oblonga liebt feuchte Orte als Wohnplatz. Die Anhäufung dieser Landschnecken an bestimmten Stellen im Löss, während dann wiederum grosse Flächen des Löss ganz frei von Schnecken sind, kann als ein Anzeichen dafür angesehen werden, dass die leeren, abgestorbenen Schalen derselben zu Zeiten von den Hochfluten des Rheines an diese Stellen zusammengespült wurden, gerade wie es noch heute geschieht.

Einzelne Reste von Landsäugetieren finden sich gelegentlich im Löss. Eine Fundgrube zahlreicher und wohlerhaltener Knochen beutete G. Schwarze am Unkelsteine bei Remagen aus; in einer stillen Bucht des Flusses hinter dem Basaltkegel des Unkelsteines lagerte der Rhein zugleich mit dem Löss eine grosse Menge von Tierresten ab, und zwar in einer 2 m mächtigen Lössmasse, welche eine muldenartige Vertiefung auf dem Basalte erfüllt, in 76 m über dem heutigen Rheinspiegel und 170 m vom Ufer des Stromes entfernt. Die sorgfältige Ausbeute dieser Fundstelle durch G. Schwarze brachte die folgenden Tiere zum Teil in ganzen Skeletten zu Tage [1]):

Elephas primigenius Blum. Mammut.
Rhinoceros tichorhinus Fisch. Nashorn.
Equus caballus L. Pferd.
Bos priscus Boj. Wisent, Bison.
Ovibos moschatus Zim. Moschusochs, Bisam.
Cervus tarandus L. Renntier.
— alces L. Elch, Elentier.

[1]) G. Schwarze, Die fossilen Tierreste vom Unkelstein, in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl. Westf., 36. Jahrg., Bonn 1879, und Nachträge dazu in der Kölnischen Zeitung vom 18. August 1880.

Cervus euryceros Ald. Schelch, Riesenhirsch.
— elaphus L. Edelhirsch.
Arctomys marmotta Schreb. Alpenmurmeltier.
Canis vulpes L. Fuchs.
— lupus L. Wolf.
Hypodaeus amphibius L. Wasserratte.
Corvus corax L. Kolkrabe.
Lössschnecken: Succinea oblonga, Helix hispida. Pupa muscorum.

Es ist dieses im wesentlichen dieselbe Fauna, wie wir sie oben S. 223 aus den niederrheinischen Höhlen kennen lernten; hinzu kommt ein im deutschen Diluvium seltenes Tier, der Moschusochs, welcher jetzt nur im höchsten Norden von Nordamerika und in Grönland lebt. Das Murmeltier ist eine häufige Erscheinung im deutschen Löss; dasselbe bewohnt jetzt bekanntlich nur die höchsten Teile der Alpen, der Pyrenäen und der Centralkarpathen; es hält sich dort oberhalb der Waldregion in der Nähe des Schnees und der Gletscher auf. Auch diese Fauna vom Unkelstein weist demnach für den Ursprung des Löss im Rheinthale auf die Zeit der Vergletscherung von Deutschland und Europa hin.

Die hohen Trachyt- und Basaltkuppen des Siebengebirges sind frei von Löss; jedoch bedeckt der Löss die niederen diluvialen Geröllager über Oberkassel und Königswinter bis an den Fuss der Löwenburg.

In der Umgebung der Kölner Bucht breitet sich der Löss über die östlich und südlich gelegenen Gebirgsränder aus, sowohl rechtsseitig vom Siebengebirge an bis oberhalb Düsseldorf, als linksseitig bis nach Aachen. Auch in der Umgegend von Lüttich und Namur ist der Löss auf den Höhen zu beiden Seiten der Maas eine in grossen Flächen abgelagerte Formation, welche Dewalque „limon hesbayen“ nennt. Der Löss liegt ebenfalls mitten im südlichen Teile der Kölner Bucht auf dem Landrücken der Ville bis zur unteren Erft hin. Weiter nördlich am Niederrhein in den weiten Tiefebenen zur niederländischen Grenze hin und im westfälischen Münsterlande fehlt der Löss vollständig: diese Gegenden waren eben zur Diluvialzeit mit nordischen Gletschern bedeckt, wie wir oben gesehen haben; und wenn auch der Löss als Gletschermilch zu betrachten ist, so konnte derselbe doch nur ausserhalb der Gletscher zur Ablagerung gelangen, weil das fliessende Wasser erst die Sonderung des Gletscherdetritus und der Moränen in groben Sand, Kies, Gerölle und in den feinen Hochflutschlamm, den Löss, bewirken musste.

Die Annahme, dass der Löss als Staub in Steppen vom Winde aufgewirbelt und als solcher aus der Luft zum Absatz gelangt sei, kann für das niederrheinische Schiefergebirge nicht wohl gelten, da hier der Löss nur in der Nähe des Rheines vorkommt und gerade auf den ausgedehnten Hochflächen des Schiefergebirges vollständig fehlt; auch enthalten die Schiefer, Grauwacken und Quarzite, welche Gesteine den weitaus grössten Teil des Gebirges einnehmen und welche der Rhein von Bingen bis Bonn ausschliesslich durchströmt, sehr wenig

Kalk, so dass aus diesen Gesteinen nicht ein Zersetzungsprodukt mit 20—25 % kohlensaurem Kalk entstanden sein könnte. In das niederrheinische Schiefergebirge wurde der Löss jedenfalls vom Rheine selbst aus seinem oberen Laufe mitgebracht; wir werden Gelegenheit haben, bei Besprechung des oberrheinischen Gebirgssystemes die noch weit mächtigeren und ausgedehnteren Lössflächen im Gebiete des Ober- und Mittelrheines kennen zu lernen.

Dass die höchsten Teile des niederrheinischen Schiefergebirges, besonders im Sauerlande, in der Eifel und in den Ardennen, zur diluvialen Eiszeit ebenfalls mit Gletschern bedeckt waren, ist höchst wahrscheinlich; dass bis jetzt noch keinerlei Anzeichen einer solchen Vergletscherung gefunden wurden, mag sich vielleicht dadurch erklären lassen, dass bisher in diesen Gegenden nach Gletscherspuren noch kaum gesucht worden ist.

10) Das Alluvium.

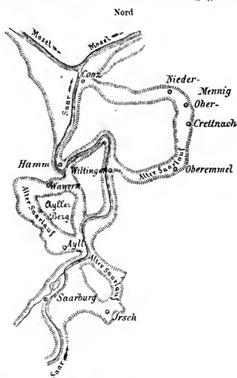
Die Anschwemmungen der Bäche und Flüsse in den jetzigen Thalflächen bezeichnen wir als Alluvium; die Lehme, Sande, Kiese und Gerölle solcher Ablagerungen enthalten nur Reste von Tieren, welche noch jetzt in diesen Gegenden leben, im Gegensatz zu den diluvialen Absätzen mit ihren zum Teil ausgestorbenen Tierarten.

Der Landrücken der Ville westlich des Rheinlaufes zwischen Bonn und Köln trägt auf der tertiären Unterlage die alten diluvialen Gerölllager des Rheines und den Löss: der östliche Abhang der Ville ist jüngeres Erosionsufer desselben Stromes. Als die Flächen der Nordsee nach der Gletscherzeit vom Meere überflutet wurden und die Ausmündungen des Rheines allmählich mit den absinkenden Küstengegenden in ein tieferes Niveau gelangten, durchschnitt der Strom in der niederländischen Tiefebene seine eigenen diluvialen Ablagerungen und erodierte in dem südlichen Gebiete der Kölner Bucht auch noch die tertiäre Unterlage. Dass diese Erosion des Flusses in den diluvialen Schichten am Niederrhein nicht auf einmal, sondern im Verlaufe von längeren Zeiten vor sich gegangen ist, beweisen z. B. die älteren alluvialen Terrassen, welche sich zwischen dem Abhange der Ville und dem jetzigen Rheinbette hinziehen: eine solche leicht in die Augen fallende mittlere Terrasse zeigt ihren östlichen, dem Rheine zugewendeten Abhang in der Richtung von Poppelsdorf bei Bonn über Dransdorf nach Roisdorf, dann von Bornheim über Keldenich, Bergdorf, Meschenich nach Efferen bei Köln [1]). Solche Vorterrassen, welchen wahrscheinlich ein alt-alluviales Alter zukommt, begleiten den Rhein und seine Zuflüsse überall im Gebiete der Kölner Bucht und werden auf den Specialkarten vom jüngeren Alluvium abzuscheiden sein.

[1]) Siehe das Kärtchen in G. Bischof, Chemische und physikalische Geologie, 2. Aufl., I. Bd., S. 329. Bonn 1863. Nähere Untersuchungen über diese älteren alluvialen Terrassen am Niederrhein liegen noch nicht vor.

Alle Veränderungen der Flussläufe, wie sie während der Diluvialzeit geschahen, und wie wir sie besprochen haben, nehmen auch in der alluvialen Zeit ihren ungehemmten Fortgang; sie werden nur gelegentlich gehemmt durch die Eingriffe des Menschen: in letzterer Beziehung verhindern z. B. die den Rheinstrom einschliessenden Dämme den weiteren Absatz der Alluvionen in den Niederungen am Unterrhein.

Wohl in keinem anderen Gebiete von Deutschland lassen sich die Erosionen des fliessenden Wassers so trefflich beobachten, wie in den tief eingeschnittenen und stark gewundenen Flussthälern des niederrheinischen Schiefergebirges, und zwar vor allem gut an der Mosel und ihren Zuflüssen. Der Fluss arbeitet gegen die Thalgehänge

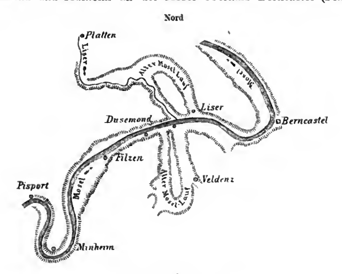


Plan 60 (Massstab 1:160,000).

Die drei toten Saarschleifen an der unteren Saar zwischen Saarburg und Conz an der Saarmündung; das Gebirge besteht aus unter-devonischen Grauwacken und Schiefern. Zeichnung nach H. Grebe, 1886, S. 141.

stets am stärksten am äusseren Rande einer Biegung, während die innere Seite derselben Flussbiegung infolge jener Arbeit ein flaches Ufer besitzt, auf welchem häufig Alluvionen vom Flusse abgelagert werden. Die zahlreichen grossen und kleinen Schleifen der Mosel, der Saar, der Sauer, Our, Prüm, der Kyll, der Liser, der Alf, des Uess-

baches, der Ahr und anderer Flüsse der Eifel sind besonders charakteristisch für Erosionswirkungen des fliessenden Wassers. Häufig gelangt der Fluss, nachdem er eine grosse Schleife durchlaufen, fast wieder an dieselbe Stelle, an welcher der Anfang der Schleife liegt; nicht selten begegnet es, dass der Fluss die schmale Bergzunge zwischen dem Anfang und dem Ende einer Schleife völlig durchschneidet und durch solche Abschnürung die ganze Länge der Schleife trocken legt. Drei solcher toten Schleifen liegen zu Seiten der unteren Saar zwischen Saarburg und Conz an der Mündung der Saar in die Mosel (Plan 60); gleiche, nunmehr vom Flusse verlassene Schleifen sind diejenigen bei Dusemond und Mülheim an der Mosel oberhalb Berncastel (Plan 61)

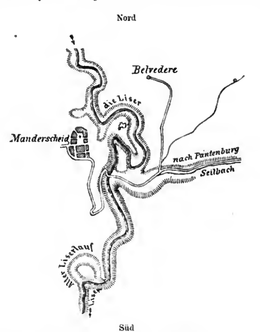


Plan 61 (Massstab 1 : 160,000)
Zwei alte Moselschleifen bei Mülheim an der Mosel; die Liser benutzt die eine Hälfte der nördlichen Schleife. Zeichnung von R. Lepsius.

und an der Liser unterhalb Manderscheid (Plan 62). Höchst charakteristisch sind die im Plan 63 wiedergegebenen Schleifen des Uessbaches bei Lutzerath oberhalb Bertrich; hier hat ein Müller die Bergzunge innerhalb der unteren Schleife mittelst eines Tunnels durchstochen, um das dadurch erreichte stärkere Bachgefälle für seine Mühle nutzbar zu machen. Derartige Beispiele von Flusserosionen sind in der Eifel in grosser Menge zu finden.

Bei der Erosionsarbeit vertiefen und verbreitern die Bäche und Flüsse so lange ihren Thalweg, bis das Gefälle des Wassers ein minimales geworden ist. Von der Kraft des fliessenden Wassers wurden nicht nur die kleinstückigen Thonschiefer, die kurzklüftigen Grauwacken, sondern auch die harten Basaltlavaströme in verhältnismässig kurzer Zeit durchschnitten: das Uessbachthal bei Bertrich war bereits vorhanden, als dasselbe in der jüngsten Diluvialzeit von einem Basalt-

lavastrome, welchen der Falkenley-Vulkan entsandte, zum grossen Teil ausgefüllt wurde, wie H. Grebe in einer interessanten Studie jüngst nachgewiesen hat [1]; bereits jetzt hat der Uessbach den grössten Teil dieses in sein Thal eingedrungenen Lavastromes wieder hinweggeräumt: nur an den Thalgehängen (z. B. die Basaltsäulen der Käsgrotte), auch noch im Bette der Uess selbst sind vereinzelte Reste des ehemals einige Kilometer langen Lavastromes übrig geblieben. Ein ähnliches Beispiel jüngster Thalbildung zeigt die kleine Kyll bei Manderscheid, ebenfalls in der vulkanischen Vordereifel: vom Mosenberg-Vulkane herab ergoss sich zur jüngsten Diluvialzeit ein 1600 m langer Basaltlavastrom in das Thal der kleinen Kyll; seit jener Zeit hat dieser unbedeutende Fluss



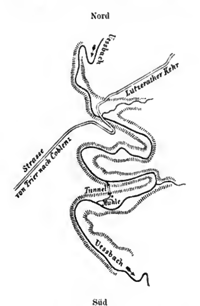
Plan 62 (Massstab 1 : 25,000).
Alte Schleifen der Liser bei Manderscheid Zeichnung nach H Grebe, 1886, S 149.

bereits den Lavastrom vollständig durchgeschnitten und aus seinem Thalwege entfernt; ausserdem hat er noch sein Bett um etwa 10 m tiefer, als vor dem Ereignis, in die unterlagernden devonischen Grauwacken und Schiefer eingegraben; denn 10 m über der Kyll liegen auf den Schichtenköpfen der Schiefer und unter dem in regelmässige Säulen abgesonderten Basaltstrome die diluvialen Gerölle desselben Flusses.

[1]) H. Grebe, Neuere Beobachtungen über vulkanische Erscheinungen am Mosenberg bei Manderscheid, bei Birresborn und in der Gegend von Bertrich, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. VI, S. 165—177. Berlin 1886: siehe dort das instruktive Kärtchen Taf. V.

Ein Rest von dem unteren Ende des Lavastromes ist noch auf der linken Thalseite über den Schiefern vorhanden. Ein kleiner Wasserfall ist jetzt der letzte Rest einer Arbeit, welche der Fluss seit der Diluvialzeit mit dem Durchschneiden des Lavastromes und der unterlagernden Grauwacken und Schiefer geleistet hat [1]). (Siehe Plan und Profil S. 237 u. 238.)

Der Rhein selbst und alle seine Nebenflüsse haben im Gebiete des Schiefergebirges seit der Diluvialzeit ansehnlich ihr Bett vertieft, wie wir an den hochgelegenen Diluvialterrassen erkannt haben. Eine



Plan 63 (Massstab 1 : 16,000).
Thalschleifen des Uessbaches zwischen Strotzbusch und Lutzerath oberhalb Bertrich in der Vorder-Eifel. Zeichnung von R. Lepsius.

bemerkenswerte Eigentümlichkeit in dieser Beziehung ist die, dass auch die kleinsten Zuflüsse des Rheines mit sehr geringem Gefälle dem Hauptstrome zufliessen; erst im obersten Abschnitte der Nebenthäler beginnt der steile Bergabstieg. Der Grund dieser Erscheinung liegt wohl darin, dass die steil aufgerichteten Devonschiefer und -Grauwacken verhältnismässig leicht und schnell vom fliessenden Wasser durchschnitten werden.

Das Gefälle des Rheines selbst von Mainz bis an die niederländische Grenze ergibt sich aus der folgenden Tabelle, welche wir

[1]) Dieser Durchschnitt eines Flusses durch einen Lavastrom erinnert an das oft citierte Beispiel aus Sicilien: ein Lavastrom des Aetna, welcher sich im Jahre 1603 in das Thal des Simeto ergossen hatte, wurde seit jener Zeit um ca. 12 m tief von diesem kleinen Flusse eingeschnitten; siehe Charles Lyell, Principles of Geology, vol. I, S. 353. London 1872.

nach H. von Dechen (I., 1870, S. 513) anführen; die Zahlen geben die Höhen der Nullpunkte der Rheinpegel an in Metern über dem Nullpunkte des Amsterdamer Pegel (= + 0,186 m Normalnull):

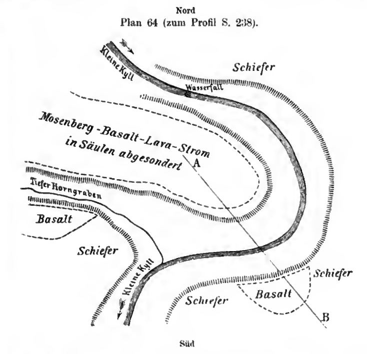
Mainz am Rheinzollamt	80,8 m
Biebrich an der Werftmauer vor dem Schloss	79,4 „
Rüdesheim vor dem Marktthore	76,5 „
Bingen unterhalb des Krahnen, preuss. Pegel	76,3 „
Bingerloch an der Zollmauer	75,5 „
Niederheimbach	70,4 „
Bacharach	68,6 „
Caub	67,8 „
Oberwesel	65,8 „
Sankt Goarshausen	65,2 „
Boppard, neuer Pegel	61,6 „
Oberlahnstein	59,4 „
Kapellen	59,2 „
Koblenz, Rheinpegel	57,8 „
Urmitz	53,9 „
Neuwied	52,5 „
Andernach am Krahnen	51,7 „
Fornich oberhalb des Ortes	50,4 „
Rheineck	49,7 „
Linz	48,2 „
Oberwinter	45,8 „
Bonn	43,5 „
Hersel	42,3 „
Wesseling	39,9 „
Porz	38,0 „
Köln	35,8 „
Wiesdorf	34,6 „
Langel	33,2 „
Heerdt	27,5 „
Düsseldorf, an der Brücke	26,8 „
Duisburg	21,7 „
Ruhrort, Rheinpegel	20,2 „
Wesel	15,5 „
Vynen an der Schleuse	12,8 „
Rees	11,9 „
Löwenberg an der Schleuse	10,9 „
Emmerich	10,3 „
Stockmanns Haus	9,7 „

Das Verhältnis der Höhe des Gefälles zur Stromlänge des Rheines geht aus der Zeichnung Seite 239 hervor: das Gefälle des Flusses von Mainz bis Bingen ist ein so geringes, dass ein solches von 1 m auf 7,53 km im ganzen Rheinlaufe nur noch unterhalb Wesel vorhanden ist; das schwache Gefälle dieser Strecke ist verursacht durch die Stauung des Stromes im Binger Loche, in welchem der Rhein die harten Taunusquarzite durchschneiden muss; daher umgekehrt das starke Gefälle von

4 m auf 7,5 km in der engen Thalstrecke von Bingen bis Bacharach, deren Stromschnellen nur in schmalem Fahrwasser von Menschenhand beseitigt wurden. Das tief in das Devonplateau eingesenkte Erosionsthal von Bacharach bis Bonn ist durch die Kraft und Wasserfülle des mächtigen Stromes jetzt ziemlich gleichmässig ausnivelliert. Die ganze

Nord

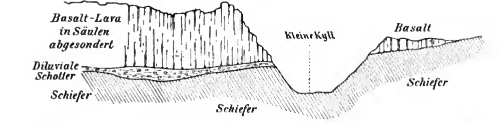
Plan 64 (zum Profil S. 238).



Süd

Länge des Rheinlaufes von Mainz bis zur niederländischen Grenze beträgt 357 km; auf diese Länge fällt der Rhein im ganzen 71,1 m, mithin durchschnittlich auf einen Kilometer der ganzen Länge um 0,2 m.

Das aus den zahlreichen Thälern des ganzen Stromgebietes des Rheines mitgeführte Gesteinsmaterial ist zum kleinsten Teile in den Thalweitungen des Rheines und seiner Zuflüsse selbst, zum anderen Teil in den Niederungen am Unterrhein zur Ablagerung gekommen, zum weitaus grössten Teile aber wird es als feinzerriebener Schlamm (Schlick) oder in aufgelöster Form in die Nordsee vom Rhein hinausgetragen. Die Mengen der in dem Flusswasser suspendierten Stoffe variieren stark, vermehren und vermindern sich mit steigendem und fallendem Wasserspiegel, da die Regengüsse oder die abschmelzenden Schneemassen zugleich mit einer anschwellenden Flut auch reichliche Erdteilchen mit in die Flüsse hinabspülen; bei Trockenheit dagegen nimmt die Wasserflut rasch ab und wird gleichzeitig das Wasser klarer. Die Qualität und die Quantität der im Flusswasser aufgelösten Bestand-

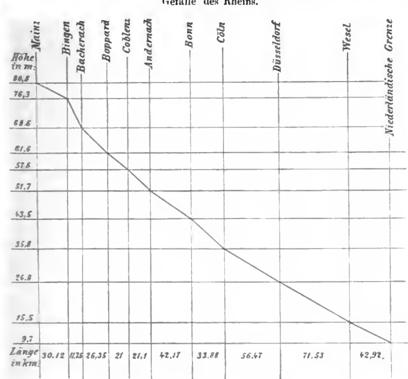


Profil 64 (Massstab 1 : 12,000). (Zum Plan S. 237.)

Einschnitt der Kleinen Kyll bei Manderscheid in der Vordereifel, durch den Basaltlavastrom des Mosenberg-Vulkans und durch devonische Grauwackenschiefer. Zeichnung von R. Lepsius.

teile aber bleiben das ganze Jahr hindurch ziemlich unverändert dieselben, nur dass durch vermehrten Wasserstand eine Verdünnung der Lösung herbeigeführt wird, wie E. Egger für den Rhein und den Main bei Mainz, für die Nahe und die Ruhr nachgewiesen hat [1]). Berechnet man nämlich den Gehalt an gelösten Stoffen auf 100 g Rückstand, so

Gefälle des Rheins.



Gefälle des Rheines von Mainz bis zur niederländischen Grenze. Die Höhen sind in Metern und im Massstabe 1:1000 (1 mm = 1 m), die Längen in Kilometern und im Massstabe 1:3,760,000 (2 mm = 7,53 km) angegeben.

erhält man für die monatlichen Rückstände aus dem Wasser dieser Flüsse konstante Mengen; so betragen auf 100 g Rückstand die Mengen an

	Kalk CaO Gramm	Magnesia MgO Gramm	Chlor Cl Gramm	Schwefelsäure SO^3 Gramm
im Rhein bei Mainz 1884 im Jahresmittel	0,0376	0,0065	0,0041	0,012

[1]) Dr. E. Egger, Erster und zweiter Rechenschaftsbericht des chemischen Untersuchungsamtes für die Provinz Rheinhessen, Mainz 1884 und 1885; und derselbe, Die wechselnde Zusammensetzung des Wassers der Nahe bei Bingen im Jahre 1885, im Notizbl. Ver. Erdkde. zu Darmstadt Jahrg. 1885, IV. Folge, 6. Heft, S. 8—10. Darmstadt 1886.

	Kalk CaO Gramm	Magnesia MgO Gramm	Chlor Cl Gramm	Schwefesäure SO^3 Gramm
im Main zu Kostheim bei Mainz 1884 im Mittel . .	0,0297	0,0085	0,0063	0,0177
in der Nahe bei Bingen 1885 im Mittel	0,0231	0,0085	0,0117	0,0089
in der Ruhr bei Essen 1883/84 im Mittel	0,0250	0,0047	—	—

In diesen durchschnittlichen Jahresmengen ist der Chlorgehalt in der Nahe bei Bingen verhältnismässig hoch, weil zwischen Münster am Stein und Kreuznach zahlreiche Salzquellen in die Nahe einmünden oder im Bette der Nahe selbst aufsteigen; dazu ist auch der hier nicht angegebene Eisengehalt des Nahewassers bei Bingen stets ziemlich hoch, weil die Nahe aus den Sandsteinen und aus den Eruptivgesteinen der rotliegenden Formation ihres Gebietes viel Eisen empfängt.

Auf den beigegebenen ersten Tabellen sind die chemischen Analysen der im Wasser gelösten Bestandteile für den Rhein bei Mainz, Bonn und Köln und für den Main zu Kostheim bei Mainz angegeben [1]. Das Wasser aus Rhein und Main bei Mainz wurde nahe unter der Oberfläche des Hauptstromes geschöpft; es sind daher nur die im Wasser schwebenden Erdteilchen einbegriffen, während die schwereren Sand- und Kiesmassen am Grunde des Stromes mitgeschleift werden [2]. In den zweiten Tabellen sind die monatlichen Mengen an suspendierten und an aufgelösten Bestandteilen im Rhein und Main bei Mainz, in der Nahe bei Bingen und in der Ruhr bei Essen in den Jahren 1884/85 nach den Messungen von E. Egger angeführt, zugleich mit den Höhen der entsprechenden Pegel: aus dem Vergleich dieser drei Grössen ersieht man, dass im allgemeinen die Menge der suspendierten Stoffe mit der Pegelhöhe zunimmt, die Menge der aufgelösten Bestandteile aber (durch Verdünnung) gleichzeitig in demselben Verhältnis abnimmt.

Betrachten wir noch die Höhe der Pegelstände des Rheines und seiner Zuflüsse [3], so beobachten wir, dass der Rhein regelmässig zweimal

[1] Die Analysen vom Rhein und Main bei Mainz nach E. Egger zum Teil aus den eben citierten Abhandlnngen, zum Teil nach noch nicht publizierten Mitteilungen; Dr. Egger schöpfte das Rheinwasser anf der rechten Seite der Eisenbahnbrücke, wo die Hauptströmung des Rheines sich befindet, also oberhalb Mainz und oberhalb der Mainmündung; das Mainwasser auf der linken Mainseite oberhalb Kostheim bei Mainz (und zwar vor der Zeit der neuen Bauten des Mainkanales). Die Analysen des Rheinwassers bei Bonn und Köln nach J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie 1, S. 456. Berlin 1879.

[2] In der Hauptströmung des Rheines kann man häufig das Kollern der Kiesel am Grunde des Stromes hören; die Sand- und Kiesbänke im Rhein wandern fortdauernd stromabwärts; jedoch sind nnterhalb Köln die sämtlichen Sand- und Geschiebemassen, welche der Rhein hinabgeschleift hat, vollständig in feinen Schlick zerrieben.

[3] In dem Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt findet man die Tabellen der täglichen Beobachtungen der Wasserstände an den Pegeln des Rheines bei Worms, Mainz und Bingen, des Maines bei Rüsselsheim, des Neckars bei Hirschhorn und der Lahn bei Giessen vom Jahre 1866 an bis jetzt; ausserdem sind daselbst im Jahrgang 1866 S. 164—171, S. 185—188, die monatlichen Wasserstände derselben Flüsse von 1835 an bis 1865 angegeben.

im Jahre anschwillt: nämlich im Monat Juni durch die Schmelzwasser des Schnees und der Gletscher in den Alpen und in den Monaten November und Dezember durch die starken Herbstniederschläge und durch Abschmelzen der ersten Schneemassen. Die Zuflüsse des Rheines, Main, Nahe, Lahn, Mosel etc. erreichen ihren höchsten Wasserstand im Monat Dezember, den niedrigsten Wasserstand zeigen sie in den Sommermonaten Juli und August. Die Rheinfluten im Juni werden selten gefährlich, weil gleichzeitig die Zuflüsse des Rheines wenig Wasser zuführen; dagegen sind Ueberschwemmungen am Mittel- und Niederrhein häufig in den Monaten November bis Januar vorgekommen, besonders wenn ein wiederholter rascher Wechsel von Frost und Wärme grosse Schneemengen erzeugte, welche durch milde Temperaturen schnell zum Abschmelzen gelangten; das Zusammentreffen solcher ungünstigen Umstände bewirkte z. B. die Hochfluten des Rheines in den Monaten November und Dezember 1882, durch welche alle Städte am Mittel- und Niederrhein von Mannheim bis Köln überschwemmt wurden.

10 Liter Rheinwasser (= 10,000 Teile) enthalten:

	bei Mainz 1884 suspendierte Stoffe:	bei Mainz 1884 aufgelöste Stoffe:	bei Bonn 1852 aufgelöste Stoffe:
Kieselsäure SiO^2	0,2364 gr	0,0450 gr	0,089 gr
Thonerde Al^2O^3	0,0666	0,0156	—
Eisenoxyd Fe^2O^3	0,0242	—	0,028
Eisenoxydul FeO	—	0,0016	—
Kalkerde CaO	0,0408	0,7112	0,628
Magnesia MgO	0,0072	0,1472	0,091
Kohlensäure CO^2	0,0231	0,4960	0,450
Kali K^2O	0,0210	0,0424	—
Natron Na^2O	0,0053	0,0672	0,064
Schwefelsäure SO^3	0,0015	0,2435	0,270
Phosphorsäure P^2O^5	0,0052	0,0108	—
Salpetersäure N^2O^5	—	0,0616	—
Chlor Cl	—	0,0730	0,088
Organ. Substanzen	0,1017	0,1680	—
Summen:	0,5330 gr	2,0831 gr	1,708 gr

Nach 12 Messungen (in jedem Monat eine) vom Januar bis Dezember 1886 befanden sich in 10 l Rheinwasser bei Mainz im Mittel 0,424 gr suspendierte und 2,090 gr aufgelöste Stoffe.

	10 Liter Rheinwasser enthalten bei Köln 1870 aufgelöste Stoffe:	10 Liter Mainwasser enthalten zu Kostheim bei Mainz 1884 aufgelöste Stoffe:	suspendierte Stoffe:
Kieselsäure SiO^2	0,0021 gr	0,1205 gr	0,0495 gr
Thonerde Al^2O^3	0,0010	(+ P^2O^5) 0,0290	0,0082
Eisenoxyd Fe^2O^3	0,0012	—	0,0066
Eisenoxydul FeO	—	0,0027	—
Kalkerde CaO	0,77	0,800	0,0191
Magnesia MgO	0,2066	0,2810	0,0018
Summen:	0,9809 gr	1,2332 gr	0,0852 gr

Uebertrag . . .	0,9809	1,2332	0,0852
Kohlensäure CO^2 . .	0,7054	0,630	0,0146
Kali K^2O . . .	—	0,0512	K^2O } 0,0062
Natron Na^2O . . .	0,056	0,2615	Na^2O }
Schwefelsäure SO^3 .	0,2304	0,5428	Spuren
Phosphorsäure P^2O^5 .	—	—	0,0037
Salpetersäure N^2O^5 .	—	0,0287	—
Chlor Cl	0,0865	0,2450	—
Organ. Substanzen .	0,518	0,210	0,0243
Summen:	2,5772 gr	3,2024 gr	0,1340 gr

In 10 Liter Rheinwasser bei Mainz waren enthalten:

Wasser geschöpft am	Mainzer Pegel in m	Suspendierte Stoffe gr	Aufgelöste Stoffe (Gramme): Summe der Rückstände	Kalk CaO	Magnesia MgO	Chlor Cl	Schwefelsäure SO^3
4. Januar 1884	1,40	0,005	0,232	0,08	0,016	0,007	—
4. Februar „	2,01	0,021	0,195	0,0746	0,0114	0,0068	0,0214
8. März „	1,05	0,004	0,224	0,0826	0,0146	0,0102	0,0247
5. April „	0,78	0,004	0,214	0,0826	0,0151	0,007	0,0245
7. Mai „	1,08	0,016	0,198	0,07	0,0119	0,0106	0,0226
11. Juni „	1,35	0,037	0,186	0,071	0,0129	0,0071	0,0232
15. Juli „	1,33	0,068	0,186	0,073	0,0122	0,0071	0,028
6. August „	1,42	0,034	0,182	0,07	0,0129	0,0069	0,0233
16. Sept. „	1,36	0,027	0,178	0,069	0,0116	0,0069	0,023
2. Oktober „	0,68	0,015	0,188	0,07	0,013	0,0069	0,024
8. Nov. „	0,34	0,004	0,210	0,078	0,0137	0,010	0,031
23. Dez. „	1,22	0,119	0,174	0,069	0,0108	0,010	0,021

In 10 Liter Mainwasser zu Kostheim bei Mainz waren enthalten:

Wasser geschöpft am	Kostheimer Pegel in m	Suspendierte Stoffe gr	Aufgelöste Stoffe (Gramme): Summe der Rückstände	Kalk CaO	Magnesia MgO	Chlor Cl	Schwefelsäure SO^3
4. Januar 1884	1,38	0,017	0,230	0,076	0,015	0,0104	—
4. Februar „	2,30	0,089	0,180	0,0516	0,0132	0,0085	0,026
8. März „	1,16	0,0069	0,278	0,0886	0,0229	0,017	0,047
5. April „	0,68	0,006	0,304	0,0936	0,0283	0,016	0,058
7. Mai „	1,02	0,020	0,258	0,080	0,0237	0,0177	0,045
11. Juni „	1,17	0,015	0,314	0,089	0,029	0,0213	0,062
15. Juli „	1,14	0,014	0,294	0,075	0,0295	0,0248	0,061
6. August „	1,24	0,013	0,321	0,084	0,029	0,0242	0,057
16. Sept. „	1,13	0,022	0,304	0,083	0,030	0,0242	0,0566
2. Oktober „	0,50	0,014	0,328	0,092	0,032	0,024	0,059
8. Nov. „	0,44	0,007	0,271	0,081	0,020	0,014	0,050
23. Dez. „	2,27	0,019	0,176	0,065	0,0133	0,010	0,032

In 10 Liter Nahewasser bei Bingen waren enthalten:

Wasser geschöpft am	Binger Pegel in m	Suspendierte Stoffe gr	Aufgelöste Stoffe				
			Summe der Rückstände	Kalk CaO	Magnesia MgO	Chlor Cl	Schwefelsäure SO_3
			Gramme				
24. Januar 1885	2,50	—	0,176	0,039	0,0158	0,0226	0,015
10. Februar „	3,2	0,008	0,094	0,0224	0,0072	0,0103	0,0144
7. März „	3,6	0,161	0,104	0,017	0,0054	0,0103	0,0089
14. April „	2,78	0,003	0,117	0,028	0,0115	0,0121	0,0119
20. Mai „	2,88	0,004	0,146	0,0334	0,0125	0,0138	0,0124
13. Juni „	2,44	0,025	0,187	0,0445	0,018	0,0242	0,0153
18. Juli „	2,66	0,083	0,195	0,0486	0,0175	0,0276	0,016
19. August „	2,34	0,018	0,233	0,0574	0,0221	0,039	0,0179
16. Sept. „	2,68	0,030	0,128	0,0342	0,0108	0,0162	0,009
17. Oktober „	3,60	0,010	0,106	0,0238	0,0079	0,0108	0,013
17. Nov. „	2,72	0,002	0,124	0,0286	0,0116	0,0144	0,0099
17. Dez. „	3,80	0,024	0,116	0,028	0,0106	0,012	0,0092

In 10 Liter Ruhrwasser bei Essen waren enthalten:

Wasser geschöpft am	Meter über Amsterdamer Pegel	Aufgelöste Stoffe in Grammen:		
		Summe der Rückstände	Kalk CaO	Magnesia MgO
30. Oktober 1883	54,0	0,115	0,029	0,0055
15. November „	55,7	0,108	0,026	0,005
15. Dezember „	56,5	0,112	0,028	0,007
28. Januar 1884	55,8	0,106	0,024	0,005
29. Februar „	54,0	0,130	0,032	0,0064
31. März „	53,8	0,132	0,035	0,0044
27. April „	53,3	0,146	0,042	0,0064
26. Mai „	58,7	0,126	0,034	0,0072
22. Juni „	53,1	0,210	0,056	0,0094
22. Juli „	53,3	0,186	0,050	0,0072
25. August „	52,9	0,202	0,050	0,0094
12. September „	53,6	0,158	0,040	0,0086

Nach den Mitteilungen des Kreisbauamtes in Mainz sind Messungen über die Geschwindigkeit und Berechnungen über die Menge des Rheinwassers, welches bei Mainz und zwar unterhalb der Main-Mündung vorübergeflossen ist, in den Jahren 1876 und 1878 mit nachstehenden Resultaten ausgeführt worden [1]):

[1]) Siehe E. Egger 1885 S. 13—14.

Wasserstand am Mainzer Rheinpegel	Querprofil des Rheines in Quadratmetern	Mittlere Geschwindigkeit pro Sekunde in Metern	Wasserquantum pro Sekunde in cbm	Bemerkungen
+ 4,68	3089,76	1,950	6025,03	Mittel aus 7 Bestimmungen, ausgeführt am 14. März 1876; sehr hoher Wasserstand.
+ 3,5	2427,78	1,609	3906,3	Mittel aus 7 Bestimmungen, ausgeführt am 24. März 1876.
+ 3,02	2299,19	1,278	2938,36	Mittel aus 7 Bestimmungen, ausgeführt am 26. März 1876.
+ 1,53	1598,59	0,856	1417,92	Die Geschwindigkeiten wurden für 23 gleiche Sektionen des Profils aus dem Mittel von 3 Messungen gewonnen. Ausführung im Oktober 1878, bei niedrigem Wasserstande.

Wir ersehen aus dieser Uebersicht, dass die Geschwindigkeit des bei Mainz vorüberfliessenden Rheinwassers bei Hochwasser fast doppelt so gross, die Wassermenge aber sogar mehr als viermal so gross sein kann, als es bei niedrigem Wasserstande der Fall ist. Ehe wir daher nicht jahrelang fortgesetzte Beobachtungsreihen derartiger Messungen, angestellt in verschiedenen Orten am Niederrhein, besitzen, können wir nicht angeben, wie gross die Wassermassen, und wie gross die Mengen der in diesen Wassern aufgelösten und suspendierten Stoffe sind, welche der Rhein jährlich der Nordsee zuführt; jedoch können wir aus den mitgeteilten Beobachtungen wenigstens so viel erkennen, dass diese Quantitäten jährlich eine ganz bedeutende Höhe erreichen.

Ein Teil der im Rheinwasser aufgelösten Bestandteile geht demselben zu durch den Abfluss von sogenannten M i n e r a l q u e l l e n, das heisst von solchen Quellen, in welchen Mineralstoffe oder Gase (besonders Kohlensäure) in mehr als gewöhnlichem Masse enthalten sind. Im

Bereiche des niederrheinischen Schiefergebirges entströmt dem Inneren der Erde eine ausserordentlich grosse Anzahl von kalten und warmen Mineralquellen; daher die Menge heilkräftiger Bäder in diesem Gebirge, von denen die bekanntesten Wiesbaden, Soden, Homburg, Nauheim, Ems, Aachen, Bertrich und Kreuznach sind.

Die kalten Quellen besitzen die mittlere Bodentemperatur des Ortes, an welchem sie hervorbrechen; die warmen Quellen zeigen eine höhere Temperatur als jene, und zwar entspricht ihre Temperatur ungefähr der Wärme derjenigen Erdtiefe, aus welcher sie aufsteigen. In unseren Gegenden herrscht in einer Tiefe von ca. 24 m fortdauernd die gleiche Temperatur, unabhängig von den jährlichen Schwankungen der Bodentemperatur an der Erdoberfläche. Die mittlere Jahreswärme der Luft in Bonn beträgt 10 ° C.

Alle Quellen auf der Erde werden von dem in die Erdfeste eindringenden Regenwasser gespeist; dieses Wasser zirkuliert längere Zeit in den Spalten und Hohlräumen der Gesteine in der Erde und löst auf seinem Wege mehr oder weniger Mineralstoffe in sich auf oder absorbiert Gase, welche demselben aus dem Erdinnern zuströmen; je mehr Kohlensäure die Quellwasser der Erdtiefe erhalten, je tiefer sie aus der Erde emporsteigen und je höhere Temperatur sie infolgedessen aus dieser Tiefe mitbringen, um so mehr steigert sich in der Regel die Fähigkeit der Quellwasser, Mineralien auf ihrem Wege durch die Erdgesteine aufzulösen und aufgelöst mit zur Erdoberfläche heraufzubringen.

Die stark zerklüfteten und verworfenen Gesteine des niederrheinischen Schiefergebirges bieten Gelegenheit zur Bildung vieler und aus grosser Tiefe aufströmenden Quellen; die Nähe des vulkanischen Herdes unter dem Gebirge — noch zur Diluvialzeit brachen Laven an vielen Orten des Gebirges hervor — verschafft den tiefen Quellwassern eine hohe Temperatur, welche sich bei dem Aufsteigen des Wassers in den oberen Erdschichten bei raschem Durchfluss nur wenig abkühlt; jedoch können die warmen Quellen durch kalte Quellwasser, welche ihnen in den oberen Teufen zufliessen, stark abgekühlt und ihr Mineralgehalt durch dieselben stark verdünnt werden. Dem vulkanischen Herde verdanken die Mineralquellen auch ihren hohen Gehalt an Kohlensäure, welch letztere wahrscheinlich bei Zersetzung von Kalksteinen in grösserer Tiefe frei wird.

Die meisten Mineralquellen — kalte und warme — im niederrheinischen Schiefergebirge enthalten mehr oder weniger grosse Mengen Kohlensäure: von solchen „Säuerlingen", welche in der Eifel „Dreis" oder „Dreist" genannt werden, führt H. von Dechen (1884, II, S. 834 bis 847) fast 300 namentlich auf und erwähnt dabei, dass im Wehrer Bruch beim Laacher See viele hundert Quellen nicht gezählt seien, und dass allein im Kreise Daun in der Vorder-Eifel die Zahl der vorhandeuen Sauerbrunnen auf 500 geschätzt werde. Die grösste Menge der kohlensäure-haltigen Quellen liegt in den vulkanischen Gegenden der Vorder-Eifel, des Laacher Sees und im Brohlthale von Oberzissen abwärts bis Brohl. In diesen Gegenden kennt man auch viele „Mofetten", das sind Kohlensäure-Exhalationen ohne Wasser: die Keller der Häuser in Burgbrohl sind der Mehrzahl nach mit Kohlensäure erfüllt. Auch

im Ahrthale bis Sinzig herab entspringen viele Sauerborne, von denen besonders der Apollinarisbrunnen bei Remagen bekannt ist. Diese Sauerquellen sind meistens kalt, zeigen jedoch das ganze Jahr hindurch eine konstante Temperatur. Die warmen Säuerlinge enthalten in der Regel eine grössere Menge aufgelöster Mineralstoffe als die kalten, obschon auch die letzteren einen solchen Gehalt niemals ganz entbehren. Warme kohlensäure-haltige Quellen sind im Gebiete des Schiefergebirges z. B. die folgenden:

In Bad Ems an der unteren Lahn sind 31 Quellen gefasst, von denen der „Kesselbrunnen" eine Temperatur von 46,64 ° C. besitzt; ausserdem treten zahlreiche Quellen unbenutzt im Flussbette der Lahn aus. Die Emser Quellen enthalten vorwiegend doppelt kohlensaures Natron, Chlornatrium und Kohlensäure.

In Schlangenbad im Taunus bei Eltville sind 9 Quellen in Gebrauch; ihre Wärme steigt bis zu 32 ° C.; neben der vorherrschenden Kohlensäure sind dieselben Mineralstoffe wie in den Emser Quellen vorhanden, jedoch in weit geringerer Menge [1]).

Bad Wildstein bei Trarbach an der Mosel hat Quellen von 36,2 ° C.; Bad Neuenahr im Ahrthale einen Sprudel von 40 ° C.

Diese Quellen von Ems, Schlangenbad, Wildstein und Neuenahr entströmen den Schiefern und Grauwacken des Unterdevon, wie die Mehrzahl der übrigen Mineralquellen im Schiefergebirge. Die Lagerung der Schichten, welchen dieselben entfliessen, ist nur für Bad Ems von C. Koch genauer untersucht worden [2]): die warmen Quellen von Ems treten in einem aufgebrochenen Quarzitsattel (Koblenz-Quarzit) auf der Grenze gegen die den Quarzit unterlagernden Schiefer (? Haliseritenschiefer) an der Stelle aus, wo die Lahn den in Nordost streichenden Sattel quer durchschnitten hat; der Quarzitsattel ist überkippt, so dass sein Südostflügel normal mit 20—25 ° in Südost, sein Nordwestflügel aber widersinnig in derselben Richtung einfällt. Im Liegenden des Quarzites vom Südostflügel des Sattels entspringen die Quellen, welche wohl im klüftigen Quarzite aus der Tiefe empordringen.

Die Säuerlinge enthalten sämtlich mehr oder weniger Eisen, Alkalien und Erden in Lösung; die stärksten kohlensäure-reichen Eisenquellen im Schiefergebirge sind diejenigen von Langen-Schwalbach auf dem Einrich, dessen „Stahlbrunnen" bei 9—10 ° C. die folgende Zusammensetzung besitzt; in 10 Liter Wasser (= 10,000 Teilen):

Kieselsäure	0,32 gr
kohlensaures Eisenoxydul	0,61
kohlensaures Manganoxydul	0,13
kohlensaurer Kalk	1,54
kohlensaure Magnesia	1,39
Summe	3,99 gr

[1]) Siehe: Die nassauischen Heilquellen, beschrieben durch einen Verein von Aerzten. Wiesbaden 1851.

[2]) C. Koch, Die Gebirgsformationen bei Bad Ems nebst den Thermalquellen und Erzgängen daselbst, im Jahrb. nassauischer Ver. Naturkde. 36. Jahrg., S. 32—56. Mit geologischer Karte. Wiesbaden 1880.

Uebertrag	3,99 gr
kohlensaures Natron	0,15
schwefelsaures Natron	0,08
schwefelsaures Kali	0,04
Chlornatrium (Kochsalz)	0,07
freie Kohlensäure	31,56
Summe:	35,89 gr

Eine zweite Gruppe von Mineralquellen im Schiefergebirge sind diejenigen, welche vorwiegend Kochsalz (Chlornatrium), daneben aber meist auch Kohlensäure enthalten. Solche Quellen finden wir im Innern des Gebirges: bei Salzig oberhalb Boppard auf dem linken Rheinufer; zu Braubach bei Lahnstein; im Salzbrunnen bei Ettringen nahe dem Nettethale; im Salzborn bei Lasel im Nimsthale; im Salzpfuhl bei Pronsfeld und Dreisbach im Prümthale in der Eifel; im Salzborn bei Girkhausen oberhalb Berleburg im Wittgensteiner Lande. Diese Salzquellen entspringen sämtlich dem Devon. Auch in dem Kulm und in den produktiven Steinkohlenschichten im Ruhrgebiete entstehen Salzquellen, wie wir oben S. 112 erwähnt haben; auch die Salzquellen zu Mornshausen an der Salzböde bei Gladenbach und zu Allendorf bei Battenberg an der Eder entfliessen den Kulm-Grauwacken. Während aber alle diese Quellen verhältnismässig wenig Kochsalz mit sich führen und eine normale Temperatur besitzen, liegen die stärksten und die warmen oder heissen Kochsalzquellen sämtlich auf den grossen Gebirgsspalten am Südrande des Taunus und Hunsrück und am Nordrande des Hohen Venn (Aachen); es sind dies die zumeist berühmten Quellen von Münster am Stein und Kreuznach mit zahlreichen Ausflüssen im Nahe-Einschnitt, Quellen, von denen die wärmsten bei Münster mit 30,6 ° C. entspringen; Kiedrich und Rauenthal im Rheingau; Wiesbaden im Salzbachthale, welcher Ort drei Hauptquellen mit hoher Temperatur (der „Kochbrunnen" mit 68,7 ° C.) besitzt; Soden am Sulzbach mit vielen Quellen von 19—30 ° C. Temperatur; Cronberg; Homburg vor der Höhe mit 5 Quellen; Nauheim in der Wetterau, dessen grosser Sprudel, in 177,2 m Tiefe erbohrt, eine Wärme von 37,6 ° C. zeigt; Aachen und das nahegelegene Burtscheid mit zahlreichen Thermen von 38—72 ° C. Temperatur.

Wenn wir die vorhin genannten Kochsalzquellen im Innern des Schiefergebirges berücksichtigen und wenn wir hinzufügen, dass die soeben angeführten Salzquellen am Südrande des Taunus und die Aachener Quellen sämtlich unzweifelhaft dem devonischen Schichtensysteme entspringen, wenn wir ferner beachten, welche grossen Quantitäten Kochsalz allein die Quellen von Wiesbaden und Nauheim im Laufe der Zeiten aus dem Innern der Erde zu Tage gefördert haben, und wenn wir endlich die Verhältnisse ins Auge fassen, unter welchen die zahlreichen Soolquellen dem Triasischen Schichtensysteme entspringen, so können wir nur zu dem Schlusse gelangen, dass mindestens die starken Salzquellen am Südrande des Taunus Steinsalzlager in der Tiefe, und zwar wahrscheinlich im Devon entlaugen. Dass in den devonischen Schichten des ganzen rheinischen Schiefer-

gebirges keine Steinsalzlager bekannt sind, darf uns nicht verwundern, da solche Lager, wenn sie in den uns zugänglichen Bergen über dem Rheinspiegel vorhanden gewesen wären, längst vom Wasser fortgespült werden mussten, gerade wie z. B. in Schwaben in den höher gelegenen Trias-Stufen die in den tieferen Niveaus liegenden Steinsalzlager nicht mehr existieren.

Die Salzquellen am Südrande des Taunus entspringen den ältesten Schichten des Unterdevon. In Nauheim haben die tiefsten Bohrlöcher die Soole erreicht auf der Grenze zwischen Stringocephalenkalk und den diesem mit 72° in Südost einfallenden Schiefern der Calceolastufe: also auch diese salzreiche Soole entspringt dem devonischen Schichtensystem.

Die Soolquellen von Münster am Stein und Kreuznach treten aus den zerklüfteten Quarzporphyren im Einschnitte des Nahethales an die Oberfläche; trotzdem dürften wohl auch diese Quellen denselben Ursprung haben, wie diejenigen am Südrande des Taunus: sie liegen in der Streichrichtung des Taunusabhanges über den grossen Verwerfungen am Südrande des Hunsrück; sie besitzen eine ähnliche chemische Zusammensetzung wie diese, da auf das Fehlen der Kohlensäure, welche in den übrigen Quellen jedenfalls einen anderen Ursprung als die Salze hat, kein Gewicht gelegt werden darf [1]).

Die seit alter Zeit her berühmten und heilkräftigen Thermen von Aachen und Burtscheid dringen, ebenso wie die Nauheimer Soolquellen, durch klüftigen Stringocephalenkalk (Mittel-Devon) an die Erdoberfläche; die grossen Ueberschiebungen und Verwerfungen am Nordrande des Hohen Venn verschaffen diesen heissen, jedenfalls aus grosser Tiefe aufsteigenden Gewässern die Möglichkeit, ihren Weg durch die mächtigen Gesteinslagen zurückzulegen. Da die heisseren Quellen in Burtscheid liegen, scheint es, dass die Gewässer von Süden her nach Aachen gelangen, was auch dem in Süd einfallenden Schichtenbau entsprechen würde. Die chemische Zusammensetzung der Burtscheid-Aachener Quellen weicht etwas von derjenigen der Taunus-Soolquellen ab. (Siehe das Profil auf S. 251.)

In 10 Liter Wasser, also in 10,000 Teilen, enthalten die Thermalquellen bei Münster am Stein (I), von Theodorshall bei Kreuznach (II), von Wiesbaden, Kochbrunnen (III), von Homburg vor der Höhe (IV), von Nauheim, grosser Sprudel (V), von Aachen (VI) und von Ems, Kesselbrunnen (VII), die folgenden Stoffe in Grammen [2]):

(Siehe die Tabelle auf S. 249.)

[1]) Die Theorie von H. Laspeyres, dass die Soolen von Münster und Kreuznach durch eine Auslaugung der Melaphyre der oberen Nahegegend entstanden seien, ist aus verschiedenen Gründen nicht haltbar; siehe: H. Laspeyres, Kreuznach und Dürkheim, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 20. Bd. S. 178—195. Berlin 1868.

[2]) Die Analysen I u. II nach H. Laspeyres, Kreuznach und Dürkheim, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 20. Bd., S. 164, Berlin 1868; die Analysen III—V nach J. Roth, Allgem. und chemische Geologie I, S. 569, Berlin 1879; die Analyse VI nach J. Beissel, Der Aachener Sattel und die aus demselben vorbrechenden Thermalquellen S. 181. Aachen 1886.



Analysen der Thermalquellen in:

	I. Münster	II. Kreuznach	III. Wiesbaden	IV. Homburg	V. Nauheim	VI. Aachen	VII. Ems
Chlornatrium	79,92 gr	118,45 gr	68,36 gr	98,61 gr	236,00 gr	26,52 gr	10,313 gr
Chlorkalium	1,08	0,59	1,46	3,46	5,24	—	—
Chlorcalcium	14,43	30,45	4,71	6,87	19,35	—	—
Chlormagnesium	1,92	9,14	2,04	7,28	3,39	—	—
Chlorlithium	—	—	—	—	—	0,033	Spur
Jodnatrium	—	—	—	—	—	0,005	"
Bromnatrium	—	—	—	—	—	0,036	"
Schwefelnatrium	—	—	—	—	—	0,136	—
Schwefelsaurer Kalk	—	—	0,90	0,17	0,52	—	—
" Natron	—	—	—	—	—	1,527	0,155
" Strontian	—	—	—	0,18	—	0,0025	—
Kohlensaurer Kalk	2,11	6,40	4,18	15,12	14,81	2,274	1,525
Kohlensaure Magnesia	—	0,64	0,10	0,28	—	0,771	1,197
" Eisenoxydul	0,06	0,62	0,06	0,23	0,48	0,131	0,023
" Natron	—	—	—	—	—	9,186	14,063
Freie Kohlensäure	—	—	5,08	26,40	16,03	—	16,439
Kieselsäure	0,01	0,21	0,60	0,26	0,21	0,661	0,485
Organische und andere Substanzen [1])	0,99	0,16	0,21	0,51	0,25	0,769	0,560
Summen:	100,52 gr	166,66 gr	87,70 gr	159,37 gr	296,28 gr	44,481 gr	44,76 gr
Temperatur:	30° C.	25° C.	68,75° C.	10,6° C.	32,2° C.	55° C.	46,64° C.

[1]) Anm. Brom, Jod, Lithium, Rubidium und Caesium sind in den Quellen von allen sieben Orten nachgewiesen.

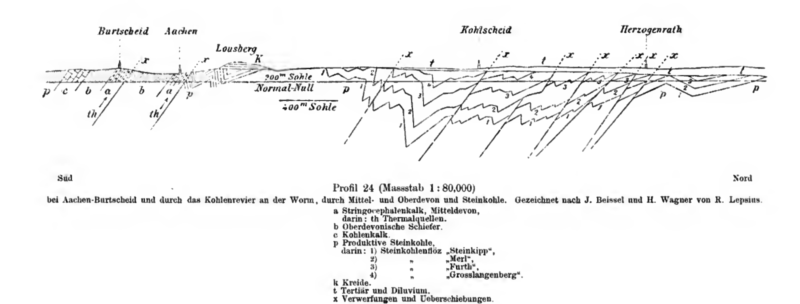
In allen älteren Schichtensystemen lassen sich die Bewegungen in der festen Erdkruste, welche durch die allmähliche Abkühlung und durch die daraus folgende Zusammenziehung der Erde verursacht wurden, durch zahlreiche Verwerfungen, Faltungen, Klüfte und Spalten nachweisen; da dieselbe Ursache immer fortdauert, so müssen diese Bewegungen auch in der jüngsten Zeit ihren ungehinderten Fortgang nehmen, wenn auch die durch dieselben hervorgerufenen Veränderungen meistens zu klein sind, um sie in der Kürze der Zeit konstatieren zu können. Aber eine Wirkung dieser Bewegungen spüren wir häufiger, und das sind die Erdbeben, Erschütterungen, welche bei der Auslösung von Spannungen in der Erdfeste stets erfolgen. Am Niederrhein ist die Kölner Bucht bis zum Bezirke des Laacher Sees hinauf eine fast ebenso häufig von Erdbeben betroffene Gegend, wie die oberrheinische Tiefebene von Basel bis Mainz: beide Gebiete werden durchsetzt von grossen Erdspalten und zahlreichen Verwerfungen, zwischen denen gelegentlich noch jetzt die Erdkrustenstücke mit Getös aneinander abbrechen und tiefer einsinken. Die Erdbeben sind ja zum Glück in Deutschland niemals so stark, dass dieselben so arge Verwüstungen anrichten, wie in anderen schlimmer betroffenen Ländern, wie z. B. in Calabrien oder im südlichen Spanien. Anschlagen der Glocken, Klirren der Fenster, Umfallen beweglicher Gegenstände ist die gewöhnliche Folge unserer Erdbeben; seltener steigert sich die Kraft derselben so weit, dass Ziegelsteine und Schornsteine von den Dächern fallen oder Risse und Spalten in den Mauern von Häusern und Kirchen entstehen. Ein unterirdisches schwaches Getöse, eine Erschütterung, wie diejenige eines vorüberfahrenden schwerbeladenen Wagens oder Eisenbahnzuges und ein Schwanken des Bodens werden direkt vom Menschen gespürt, und zwar werden dieselben leichter im Hause als im Freien beobachtet.

Ein Erdbeben pflanzt sich von dem Orte seiner Entstehung in wellenförmigen Bewegungen der Erdoberfläche nach allen Richtungen mit solcher Geschwindigkeit fort, dass die Zeit des Eintritts der Erdbebenwelle an verschiedenen Orten nur unter besonderen Umständen hinreichend genau beobachtet werden kann; eine genaue Zeitbestimmung kann nur mit Hilfe einer astronomisch richtig gehenden Uhr, also nur auf den Sternwarten gemacht werden [1]).

Dagegen ist es von grosser Wichtigkeit, die Richtung der Erdbebenwelle an möglichst vielen Orten genau festzustellen; aus der Richtung und auch aus der Stärke des Erdbebenstosses lassen sich Schlüsse ziehen und Beweise herleiten über die Entstehung der Erdbeben: denn wenn es richtig ist, dass die Erdbeben eine Folge von neu aufreissenden Erdspalten sind, so muss sich ein direkter Zusammenhang zwischen dem uns hinreichend bekannten Verlauf der Spaltensysteme in der Erdkruste und der Richtung der Erdbebenstösse nachweisen lassen. Die individuelle Empfindung über die Richtung einer

[1]) Mathematische Berechnungen über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbeben auf Grundlage ungenauer Zeitbestimmungen können nur wertlose Resultate ergeben; siehe: K. von Seebach, Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872, Leipzig 1873; und A. von Lasaulx, Das Erdbeben von Herzogenrath am 24. Juni 1877. Bonn 1878.





Profil 24 (Massstab 1 : 80,000)

bei Aachen-Burtscheid und durch das Kohlenrevier an der Worm, durch Mittel- und Oberdevon und Steinkohle. Gezeichnet nach J. Beissel und H. Wagner von R. Lepsius.

a Stringocephalenkalk, Mitteldevon,
darin: th Thermalquellen.
b Oberdevonische Schiefer.
c Kohlenkalk.
p Produktive Steinkohle,
darin: 1) Steinkohlenflöz „Steinkipp",
2) „ „Merl",
3) „ „Furth",
4) „ „Grosslangenberg".
k Kreide.
t Tertiär und Diluvium.
x Verwerfungen und Ueberschiebungen.

beobachteten Erdbebenwelle täuscht erfahrungsgemäss in den meisten Fällen; ein geeignetes und sehr einfaches Instrument zur genauen Beobachtung von Richtung und Stärke der Erdbeben ist das Quecksilber-Seismometer von Cacciatore, welches für unsere schwachen Erdbeben in entsprechender Weise von R. Lepsius umgeändert wurde, wie die nachstehende Zeichnung zeigt.

Quecksilber-Seismometer von R. Lepsius [1]).

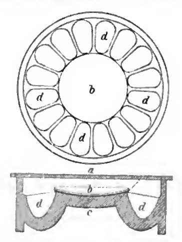


Fig. 1. Ansicht der Oberfläche:
In der Mitte befindet sich eine grössere flache Schale b mit Quecksilber gefüllt; rings herum 16 becherförmige Vertiefungen d, in welche das Quecksilber über den abgeschliffenen Rand der mittleren Schale bei einem Erdbebenstoss überfliessen soll.

Fig. 2. Schnitt durch das Instrument:
c Gefäss aus gebranntem Thone hergestellt.
b Quecksilber auf einem Uhrglase aufgegossen.
d Becherförmige Vertiefungen.
a Deckglas über dem ganzen Instrumente.

Erdbeben sind im ganzen Rheingebiete keine seltene Erscheinung, wie die Listen der in diesem Gebiete beobachteten Erdbeben bei A. von Hoff, J. Bögner, J. Nöggerath und F. Dieffenbach beweisen [2]). In früheren Jahrhunderten waren die Erdbeben sicherlich ebenso häufig

---

[1]) R. Lepsius, Ueber ein neues Quecksilber-Seismometer, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 36. Bd., S. 29—36. Berlin 1884.

[2]) A. von Hoff, Chronik der Erdbeben, im IV. u. V. Teile seiner Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. Gotha 1840 und 1841. — J. Bögner, Das Erdbeben und seine Erscheinungen, S. 95—190. Frankfurt am Main 1847. — J. Nöggerath, Das Erdbeben vom 29. Juli 1846 im Rheingebiet und den benachbarten Ländern; und derselbe, Die Erdbeben im Rheingebiet in den Jahren 1868, 1869 und 1870, in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., 27. Jahrg., S. 1—132. Bonn 1870. — F. Dieffenbach, Plutonismus und Vulkanismus in der Periode 1868—1872 und ihre Beziehungen zu den Erdbeben im Rheingebiete. Darmstadt 1873.

als jetzt, wie aus den Urkunden und alten Chroniken hervorgeht. Die ältesten historischen Nachrichten von Erdbeben im Rheingebiete stammen aus dem neunten Jahrhundert. Im Jahre 1356 stürzten infolge eines Erdbebens viele Häuser ein in den Orten an der unteren Mosel; bei einem Erdbeben im Jahre 1595, welches die Umgegend des Laacher Sees, die Orte Uelmen, Bertrich und die ganze untere Moselgegend betraf, soll bei Alf an der Mosel eine heisse Quelle hervorgebrochen sein. Durch ein Erdbeben am 26. Februar 1780 entstanden in den Mauern der Marxburg bei Braubach bedeutende Risse und Spalten. Am 23. Februar 1828 wurde ein grosser Teil von Belgien, besonders die Gegend von Namur bis Lüttich, die Umgegend von Aachen und die ganze Kölner Bucht von einem ziemlich starken Erdbeben erschüttert. Das Erdbeben am 29. Juli 1846 verbreitete sich über das ganze westliche, mittlere und südliche Deutschland und wurde am heftigsten am Rhein in der Gegend von Mainz bis Koblenz verspürt; bei dieser Gelegenheit stürzten in Caub mehrere Oefen ein und das Wasser des Rheines bewegte sich stark im Kreise St. Goar. Von den zahlreichen Erdbeben am Niederrhein wurde dasjenige, welches am 24. Juni 1877 geschah und am stärksten die Umgegend von Herzogenrath an der Worm bei Aachen erschütterte, in eingehender Weise von A. von Lasaulx beschrieben.

Zuweilen wird angegeben, dass vor einem Erdbeben die Brunnen und Quellen versiegten. J. Nöggerath erwähnt, dass in einem neuen Bohrloche bei Sassendorf im Kreise Arnsberg in Westfalen die Salzsoole, welche vorher einen Salzgehalt von 3 % gehabt hatte, infolge des Erdbebens vom 29. Juli 1846 um 1½ % angereichert wurde; es mögen wohl durch die Erschütterung neue Spalten in der Tiefe des Bohrloches aufgebrochen sein. Im Gegensatz zu anderen Berichten sei auch hier angeführt, dass dieses selbe Erdbeben auch in den Bergwerken vom Rheinlande und Westfalen von den in der Tiefe arbeitenden Bergleuten empfunden wurde, z. B. ziemlich stark in der Grube Gute Hoffnung bei Werlau nahe St. Goar; in den mittleren Stollen dieser Grube vermehrten sich gleichzeitig die eindringenden Wasser[1]). Auch in den Steinkohlen-Gruben bei Lüttich wurde das Erdbeben vom 23. Februar 1828 ziemlich stark verspürt. Trotzdem kann aus physikalischen Gründen wohl zugegeben werden, dass die Erdbebenerschütterung je näher der Erdoberfläche um so stärker wirken muss.

Auch **Bergstürze** sollen infolge von Erdbeben eingetreten sein. Indessen scheinen doch die meisten Bergstürze, welche im Bereiche des niederrheinischen Schiefergebirges vorgekommen sind, wie in anderen Gebirgen nicht durch Erdbeben, sondern durch die Erosionen der

[1]) Auch das besonders in der Umgegend von Köln ziemlich heftig empfundene Erdbeben vom 26. August 1878 wurde in den Bergwerken an der oberen Sieg, in den Steinkohlengruben im Worm- und Inde-Revier bei Aachen, am stärksten aber in den Braunkohlengruben SO von Bergheim bei Köln verspürt; siehe N. Fabricius in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., 35. Jahrg., Korrespondenzbl.: S. 101—104. Bonn 1878.

Flüsse oder durch starke Quellwasser entstanden zu sein: so der Bergsturz an der Sieg 8 km oberhalb Siegburg von Mitte April 1828, ein zweiter in demselben Jahr bei Spaa in Belgien; ferner gehört hierher die Senkung eines Teiles des Kerselaer Berges bei Audenaarden an der Schelde vom 21. März 1828; auch der Bergsturz über Caub am Rhein, welcher am 10. März 1876 stattfand, hatte seine letzte Ursache in der Erosionsthätigkeit des Rheinstromes. Die Bergstürze sind nur als eine erhöhte Potenz der allgemeinen Denudation und Erosion der Gebirge zu betrachten.

An dieser Stelle sei endlich noch der im Gebiete des Niederrheines bekannt gewordenen Meteorsteine gedacht: am 17. April 1851 fiel zu Gütersloh in Westfalen ein Meteorstein; im Jahre 1856 wurde ein Meteoreisen bei Hainholz im Kreise Paderborn aufgefunden. Eine grosse Meteoreisenmasse von ca. 1500 kg Gewicht war diejenige, welche bei der Abbacher Mühle nahe Bitburg bei Trier zuerst im Jahre 1805 von einem Oberst Gibbs als Meteoreisen erkannt wurde; etwa im Jahre 1807 wurde dieser Eisenblock auf dem Pluwiger Hammer eingeschmolzen, aber als unbrauchbar fortgeworfen [1]). Stücke dieser halbgeschmolzenen Masse werden in verschiedenen Sammlungen aufbewahrt; eine chemische Analyse solchen Stückes wurde von Finkener in Berlin neuerdings ausgeführt und von Hauchecorne mitgeteilt [2]):

Eisen	85,04
Nickel	10,51
Cobalt	1,70
Kupfer	0,06
Kohlenstoff	0,09
Schwefel	1,89
Phosphor	0,20
	99,49.

Es besteht jetzt wohl kein Zweifel mehr darüber, dass die Bitburger Eisenmasse in der That meteorischen Ursprunges gewesen ist; schon der hohe Gehalt an Nickel, welchen die oben mitgeteilte chemische Analyse angibt, dürfte auf Meteoreisen hindeuten.

---

[1]) J. Nöggerath und H. Bischof, Ueber die grösste europäische Gediegen-Eisenmasse meteorischen Ursprungs, in Schweiggers Journal für Chemie, Neue Reihe 12. Bd., 1. Heft. Halle 1825. — A. Brezina, Die Meteoritensammlung des k. k. mineralog. Hofkabinetts in Wien 1885 gibt an, dass das Hof-Mineralienkabinett ein Stück von 109 gr des Bitburger Meteoreisens besässe; dass dieses Stück im Jahre 1802 gefunden und ein Pallasit sei, d. h. Olivinkörner in einem Eisengerippe enthalte. Die obige Analyse weist jedoch keinen Magnesia- und Kieselsäuregehalt (Olivin $[Mg, Fe]^2 SiO^4$) nach; auch scheint es nach J. Nöggerath's Beschreibung des Thatbestandes unwahrscheinlich, dass vor dem Einschmelzen der Bitburger Masse Stücke derselben in Sammlungen gelangt sein könnten. — Das unter dem Fundort Nauheim 1826 von Brezina angegebene dichte Eisen scheint nach Br.'s eigener Ansicht (S. 71) wohl tellurisches Eisen zu sein.

[2]) Hauchecorne in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1879. S. 635. Berlin.

III. Die Eruptivgesteine des niederrheinischen Schiefergebirges.

Alle soeben betrachteten Schichtensysteme des Schiefergebirges vom Silur bis ins Diluvium enthalten Eruptivgesteine in der Form von Gängen, Lagern und Strömen; in der Vordereifel und in der Umgebung des Laacher Sees finden wir überdies noch eine grosse Anzahl von erloschenen Vulkanen, und jene eigentümlichen Kraterseen, welche in der Eifel „Maare" genannt werden. Von den älteren Eruptivgesteinen haben wir den Granit auf dem Hohen Venn bereits erwähnt (S. 16). Die Diabase besitzen eine ausserordentlich grosse Verbreitung im Devon, besonders im Mittel- und Oberdevon des rechtsrheinischen Schiefergebirges; sie bilden zumeist concordante Lager zwischen den Sedimenten und verbreiten sich am weitesten in den Gebieten der Lahn und Dill, wo sie in der Regel begleitet werden von den in Nassau als „Schalsteine" bekannten Tuffmassen. Auch Porphyre durchsetzen die devonischen Stufen, und zwar vorwiegend in solchen Gegenden des Schiefergebirges, in welchen Diabase fehlen: wir treffen sie im Sauerlande an, in den Thalgebieten der Lenne, der oberen Volme und der oberen Wupper. Im Devon der linken Rheinseite sind Diabase und Porphyre seltene Erscheinungen.

Ganz besonders reich an Eruptivgesteinen ist das permische Schichtensystem im Saar-Nahegebiete: Melaphyre erstrecken ihre mächtigen Ströme über ausgedehnte Flächen zwischen Kreuznach und Saarbrücken und wechsellagern mit den Rotliegenden Sandsteinen ebenso wie die Diabase mit den devonischen Schichten. Hierzu treten grosse Massen von Porphyren: so besteht der gewaltige Klotz des Donnersberges ganz aus Quarzporphyr.

Auch die jüngeren Eruptivgesteine sind im Schiefergebirge reichlich vertreten. Der Basalt herrscht wie gewöhnlich vor: weite Flächen des Hohen Westerwaldes sind von Basaltströmen tertiären Alters bedeckt; in der Eifel und im Siebengebirge bei Bonn, sowie in der Gegend zwischen dem Siebengebirge und dem Westerwalde erscheinen im Devon zahlreiche kleinere Basalt-Durchbrüche und Basaltkuppen; ebenso enthalten die jüngsten vulkanischen Gebiete, die Umgebung des Laacher

Sees bei Andernach und die Vordereifel, vorherrschend basaltische Laven. Aus Trachyt besteht ein Teil des Siebengebirges und kleinere Bergkegel im Westerwalde und in der Eifel; auch Andesite und Phonolithe finden sich in den drei letztgenannten Gegenden.

Das Vorkommen der erloschenen Vulkane beschränkt sich auf die Umgebung des Laacher Sees und auf die Vordereifel; nur der Roderberg bei Bonn, dessen Kraterwall noch gut erhalten ist, und der Bertenauer Kopf bei Neustadt am Wiedbache liegen ausserhalb jener Gebiete, sind aber Vulkane von ebenfalls diluvialem Alter. Bedeutende Massen von vulkanischen Tuffen, Aschen und Bimssteinen begleiten überall die jüngeren Laven.

Die Eruptivgesteine werden eingeteilt nach ihrem Gehalt an Mineralien und nach der Struktur ihrer Mineralgemenge; nach dem geologischen Alter trennt man ausserdem die älteren von den jüngeren Gesteinen. An der mineralogischen Zusammensetzung der Eruptiv-Gesteine beteiligen sich als wesentliche Bestandteile nur wenige Mineralien; auch die Anzahl der unwesentlichen oder „accessorischen" Mineralien, welche sich gelegentlich neben den wesentlichen einstellen, ist nicht gross. Die verschiedenen Mineralien, aus deren mechanischem Gemenge die Eruptivgesteine bestehen, teilt H. Rosenbusch [1]) in vier natürliche Gruppen ein:

I. Die feldspatigen, kalk- und alkalihaltigen Mineralien: die eigentlichen Feldspäte (Orthoklas, Plagioklas), dann Nephelin, Leucit, Melilith, Sodalith und Hauyn.

II. Die farbigen eisen- und magnesiahaltigen Silikate: Amphibole (Hornblende), Pyroxene (Augit, Diallag), Glimmer, Olivin.

III. Die freie Kieselsäure: Quarz.

IV. Die accessorischen Gemengteile und Erze: Magneteisen, Titaneisen, Eisenglanz, Apatit, Zirkon, Titanit und andere.

Wir geben zunächst eine kurze Uebersicht der Eruptivgesteine und werden sodann die einzelnen Gesteinsarten nach ihrer Beschaffenheit, ihrer Lagerung und ihrer Verbreitung im niederrheinischen Schiefergebirge näher besprechen.

I. Aeltere Eruptivgesteine; im krystallinen Grundgebirge, in den paläozoischen und mesozoischen Schichtensystemen.
  A. Granitisch-körnige Gesteine: die ganze Gesteinsmasse besteht aus grösseren Krystallkörnern.
    1) Mit Orthoklas (Kalifeldspat):
      Granit, besteht aus: Orthoklas, Quarz und Glimmer.
        a. Granitporphyr; in einer feinkörnigen Granitmasse liegen grössere Krystalle einzeln ausgeschieden.
      Syenit, besteht aus: Orthoklas und Hornblende; auch Glimmer.
    2) Mit Plagioklas (Kalk-Natronfeldspäte):
      Diorit, besteht aus: Plagioklas und Hornblende.
        a. Quarz-Glimmerdiorit (Tonalit).

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 2. Aufl., S. 10 und S. 342. Stuttgart 1886/87.

Gabbro, besteht aus: Plagioklas und Diallag.
a. Olivin-Gabbro, mit Olivin.
Diabas, besteht aus: Plagioklas und Augit.
a. Proterobas, mit Hornblende;
b. Olivindiabas, mit Olivin;
c. Paläopikrit, feldspatarme Olivindiabase.

B. Porphyrische Gesteine: in porphyrischer, dichter, auch glasiger Grundmasse liegen einzeln ausgeschiedene Krystalle.

1) Mit Orthoklas (Kalifeldspat):
Quarzporphyr, porphyrisches Aequivalent des Granites; besteht aus: Orthoklas, Quarz und Glimmer.
a. Pechsteinporphyr, mit glasiger Grundmasse.
Quarzfreier Porphyr, porphyrisches Aequivalent der Syenite; besteht aus: Orthoklas und Glimmer; auch Hornblende.
a. Minette, reich an Glimmer.

2) Mit Plagioklas (Kali-Natronfeldspäte):
Porphyrit, porphyrisches Aequivalent der Diorite; besteht aus: Plagioklas und Hornblende.
a. Glimmerporphyrit, besteht aus: Plagioklas, Glimmer und Hornblende;
b. Kersantit, ein Glimmerporphyrit mit Augit;
c. Augitporphyrit, besteht aus: Plagioklas und Augit; auch Hornhlende und Glimmer (ohne Olivin);
d. Quarz-Glimmerporphyrit;
e. Pechsteinporphyrit, mit glasiger Grundmasse.
Diabas-Porphyrit, porphyrisches Aequivalent der Diabase; besteht aus: Plagioklas und Augit (ohne Olivin).
a. Diabas-Porphyrit mit Hornblende, porphyrisches Aequivalent der Proterobase.
Melaphyr, porphyrisches Aequivalent der Olivindiabase; besteht aus: Plagioklas, Augit und Olivin.

II. Jüngere Eruptivgesteine, im Tertiär, Diluvium und Alluvium.

A. Trachytische Gesteine, porphyrisch oder körnig ausgebildet.

1) Mit Sanidin (glasiger Kali-Feldspat):
Trachyt, hesteht aus: Sanidin und Hornblende.
a. Sanidin-Oligoklastrachyt;
b. Quarztrachyt (Liparit);
c. Glimmertrachyt (Domit);
d. Bimsstein, glasig-schaumige Trachytlava in Stücken.
Phonolith, besteht aus: Sanidin, Nephelin und Hornblende.
a. Leucitphonolith (Leucitophyr).

2) Mit Plagioklas (Kalk-Natronfeldspäte);
Andesit, besteht aus: Plagioklas und Hornblende oder Augit.
a. Hornblende-Andesit, auch mit Glimmer;
b. Augit-Andesit;
c. Quarz-Andesit (Dacit), besteht aus: Plagioklas, Hornblende und Quarz.

B. Basaltische Gesteine und Laven, porphyrisch oder dicht ausgebildet, zuweilen körnig; auch mit glasiger Grundmasse.
   Feldspatbasalt, besteht aus: Plagioklas, Augit und Olivin:
      a. Dolerit, körniger Basalt;
      b. Hornblendebasalt, mit einzeln ausgeschiedenen Krystallen von Hornblende;
      c. Pikrit, Basalt arm an Plagioklas, reich an Olivin und Augit.
   Nephelinbasalt, besteht aus: Augit, Nephelin (auch mit Leucit) und Olivin.
      a. Nephelindolerit. körniger Nephelinbasalt.
   Leucitbasalt, besteht aus: Augit, Leucit (auch mit Nephelin) und Olivin.

III. Vulkanische Tuffe.
   Meist geschichtete Gesteine, welche aus den bei den Eruptionen zerriebenen und zerbrochenen Stücken der Eruptivgesteine bestehen, vulkanische Aschen und Lapilli.
   Diabastuffe: Tuffe der Diabasporphyrite, „Schalsteine" in Nassau genannt.
   Porphyrtuffe: Tuffe der Quarzporphyre, quarzfreien Porphyre oder Porphyrite; „Porphyroïde"; Porphyrbreccien.
   Melaphyrtuffe: „Thonsteine".
   Trachyttuffe: graue Aschen mit Trachyt- und Bimssteinstücken, „Backofensteine":
      a. Tuffe der Phonolithe und der Leucitphonolithe („Leucittuffe").
   Basalttuffe: „Palagonite".

1) Granit.

Anstehender Granit findet sich, wie wir oben S. 16 erwähnten, nur auf dem Rücken des Hohen Venn im Bahneinschnitt bei Lammersdorf; dieser Einschnitt liegt 534—547 m hoch über dem Meere und entblösst den Granit auf eine Höhe von 4—5 m und auf eine Länge von 240 m [1]). Dieser Granit ist nach Lasaulx' Beschreibung ein sehr gleichmässig feinkörniges Gestein von lichtgrauer Farbe; er besteht vorwiegend aus Feldspat und zwar aus meist gut ausgebildeten Krystallen von Orthoklas, wenig Plagioklas; er enthält lichtbraunen Glimmer, Quarz in Körnern, welche zahlreiche, sehr kleine Flüssigkeitseinschlüsse zeigen; daneben kommen vor: Chlorit, Epidot, Magneteisen, Rutil und Eisenkies. Die Masse des Granites ist bereits stark zersetzt und oberflächlich meist in weisse Kaolinerde umgewandelt.

Die chemischen Analysen des frischen I. und des zersetzten II. Granites aus dem Bahneinschnitt bei Lammersdorf ergaben nach A. von Lasaulx [2]) die folgenden Bestandteile:

---

[1]) Oben S. 16 Zeile 5 von oben ist der Druckfehler 24 m in 240 m zu verbessern.

[2]) A. v. Lasaulx, Der Granit unter dem Cambrium des Hohen Venn, in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., 41. Jahrg., S. 442. Bonn 1884. Die

	I.	II.
SiO^2	66,88	67,20
Al^2O^3	17,89	19,10
Fe^2O^3	3,75	2,84
CaO	1,44	Spuren
MgO	1,53	1,34
K^2O	3,77	3,25
Na^2O	3,55	3,10
H^2O	1,93	3,44
	100,74	100,27
Spez. Gew.	= 2,68	= 2,67

2) Diabase und Diabasporphyrite.

In den Silurschichten des südlichen Brabant, in dem devoinschen Systeme des ganzen Schiefergebirges und in den Kulmschichten am Ostrande desselben erscheinen eine grosse Anzahl und ausgedehnte Lager von Plagioklas-Augitgesteinen mit körniger Struktur: die Diabase, oder mit porphyrischer Struktur: die Diabasporphyrite. Wir finden unter diesen Gesteinen am häufigsten echte Diabase, selten in frischem, meist in mehr oder weniger verwittertem Zustande: sodann Olivin-führende Diabase, besonders im Devon und Kulm am Ostrande des Schiefergebirges; ferner treffen wir auch diejenigen Diabase an, welche etwas Hornblende neben dem Augite führen, oder deren Augite mehr oder weniger in Hornblende umgesetzt sind, Diabase, welche von Gümbel im Fichtelgebirge als Proterobase und als Epidiorite bezeichnet wurden. Endlich zeigen sich im östlichen Teile des Gebirges auch Olivin-Diabase ohne Feldspat, die Paläopikrite; die Zugehörigkeit der letzteren zu den Diabasen wird — abgesehen von der übereinstimmenden Struktur — auch bezeugt durch allmähliche Uebergänge aus feldspatarmen Olivindiabasen in feldspatfreie Gesteine, Uebergänge, wie sie im Unterdevon des Kellerwaldes vorkommen.

Von den körnigen Diabasen sind die porphyrisch ausgebildeten Plagioklas-Augitgesteine, die Diabasporphyrite, im Gebiete des Schiefergebirges noch wenig abgeschieden; doch sind auch hier schon Hornblendeführende Aequivalente der Proterobase bekannt geworden. In diese Gruppe von Gesteinen dürften die meisten grossen und ausgedehnten Eruptivlager gehören, welche auf Dechens Karte von Rheinland und Westfalen als „Melaphyre“ bezeichnet wurden [1]).

Was die Lagerung der Diabasgesteine im rheinischen Schiefergebirge anbetrifft, so befinden sich dieselben meist konkordant eingelagert

geologische Lagerung scheint nach mündlichen Mitteilungen von J. Gosselet nicht ganz der Darstellung von Lasaulx zu entsprechen, wie auch schon G. Dewalque einige, wenn auch nicht genügende Einwendungen gemacht hat, die wir oben S. 16 zum Teil berücksichtigt haben. Genaueres hierüber ist von J. Gosselet zu erwarten.

[1]) Die Eruptivgesteine des Saar-Nahegebietes sind hier ausgenommen und werden weiter unten behandelt.

zwischen den devonischen, resp. Silur- und Kulmschichten und bilden zahlreiche im Streichen der Schichten verlaufende Lagerzüge. Wieviele von diesen Diabaslagern als intrusive Massen, wieviele als effusive Decken aufzufassen sind, ist bisher noch nicht mit Sicherheit festgestellt worden: während es früher üblich war, dieselben sämtlich als Decken anzusehen, scheint man sich neuerdings mehr der zweiten Deutung zuzuneigen[1]), so dass H. von Dechen sogar sagt (II, 1884 S. 26—27): „in den älteren Schichten tragen die Eruptivgesteine vorzugsweise den Charakter intrusiver Lagerzüge"; dies ist entschieden zu viel gesagt. Jedenfalls dürften wohl die Diabasporphyritlager zum grösseren Teil effusive Decken sein: darauf deutet ihre Wechsellagerung mit Sedimenten, ihre für Ergussgesteine charakteristische Mandelsteinstruktur, und die mit ihnen eng verbundenen, ausgebreiteten Diabastuffe (Schalsteine), welch letztere nur mit effusiven Strömen, nicht mit intrusiven Lagergängen in Verbindung stehen können. Es scheint als ob die Diabaszüge im Unterdevon des Schiefergebirges und z. B. die Diabasschwärme in den Calceola-Schichten der oberen Ruhrgegend im Sauerlande wirklich als intrusive Lagerzüge betrachtet werden dürfen, während die Diabaslager im oberen Mitteldevon, im Oberdevon und im Kulm der Lahn- und Dillmulde. sowie der Gegend von Brilon der grossen Mehrzahl nach als effusive Ströme anzusehen sind. Jedoch sind betreffs dieser wichtigen Frage. wie gesagt, weitere geologische Untersuchungen abzuwarten, und hat hierin die genaue Kartenaufnahme im Massstabe 1 : 25,000 wie so manche andere auch diese bedeutende Aufgabe zu lösen; diese Aufnahme wird erleichtert durch die zahlreichen, schönen Profile, welche sich dem Geologen in den vielen tiefeingeschnittenen Thälern des niederrheinischen Schiefergebirges darbieten; es werden insbesondere die Lagerungsverhältnisse der Diabaslager durch genaue Profilzeichnungen klar darzustellen sein.

Die Diabase sind im Schiefergebirge wie auch in anderen Gebirgen selten in frischem Zustande anzutreffen, da ihre Gemengteile, die Feldspäte, die Augite und Hornblenden, die Olivine, die Magnet- und Titaneisen, die Apatite, zu den leicht verwitternden Mineralien gehören, und da diese alten Gesteine schon durch ausserordentlich lange Zeiten den zerstörenden Einflüssen der in den Gebirgen zirkulierenden Gewässer ausgesetzt waren: der Kalk- und Natrongehalt der Gesteinsbestandteile wird ausgelaugt; die Magnesiasilikate werden umgesetzt in chloritische Substanzen; die Eisenerze oxydiert zu Roteisenerz und hydratisiert zu Brauneisen; der Apatit verschwindet und giebt Anlass zu sekundären Absätzen von Phosphoriten, wie wir solche Ablagerungen z. B. reichlich im Gebiete der Lahn- und Dillmulde finden. Auch die wichtigen und ausgedehnten Lager und Stöcke von Eisenerzen im Schiefergebirge haben ursprünglich zumeist ihren Eisengehalt der Auslaugung der Diabase und ihrer Tuffe zu verdanken.

---

[1]) So Schenck, Riemann, Kosmann, Laspeyres in den unten citierten Abhandlungen.

a. In der Lahn- und Dillmulde.

In der oben[1]) mehrfach erwähnten grossen Mulde mittel-, oberdevonischer und Kulmschichten im Gebiete der Lahn und Dill, in der Umgegend von Weilburg, Wetzlar, Dillenburg, Herborn, bis ins hessische Hinterland nach Biedenkopf hinüber und bis in den Kellerwald gewinnen die Diabasgesteine und ihre Tuffe eine sehr weite Verbreitung. Kuppen und Lagerzüge von grobkörnigen Diabasen, ausgebreitete Decken von Diabasporphyriten und mächtige Anhäufungen von Diabastuffen (in Nassau „Schalsteine" genannt) erscheinen überall in den schönen Profilen der Lahn- und Dillufer dieses geologisch äusserst mannigfaltig zusammengesetzten Gebietes. Während das Unterdevon nur wenige Diabase enthält, sind die Stufen des Mittel- und Oberdevons und die Kulmschichten der Lahn- und Dillmulde und des Kellerwaldes erfüllt mit diesen Eruptivgesteinen: die echten körnigen Diabase bilden unregelmässige Kuppen und Lagerzüge, deren Randzonen häufig eine dichte oder porphyrische Struktur annehmen[2]); dieselben dürften wohl meist als intrusive Massen oder direkt als Gänge anzusehen sein. Die Diabas-Porphyrite dagegen lagern in mehr oder weniger mächtigen Decken konkordant zwischen den Sedimenten, und zwar lagern sie vorzugsweise unter und über dem Stringocephalenkalk, im Oberdevon und unter den Kulmschichten; diese dichten und porphyrischen Ergussgesteine gehen häufig in Mandelsteine über, deren Mandeln gefüllt sind mit Kalkspat, Quarz, chloritischen Substanzen, auch mit Zeolithen; wurden diese sekundären Füllsel wieder ausgelaugt, so entstehen leichte zellige Wacken, welche den Basaltwacken oder recenten Laven ähnlich sehen. Mit diesen Diabasporphyriten stehen in engster Verbindung die mächtig angehäuften Schalsteine und deren Breccien und Konglomerate.

Die Diabase zeigen in unserem Gebiete eine Zerklüftung in ganz unregelmässige Stücke; die Diabasporphyrite häufig eine kugelige oder säulenförmige Absonderung; in besonders regelmässige, sechsseitige, senkrechtstehende Säulen ist der Diabasporphyrit an der Lahnstrasse zwischen Leun und Niedernbiel unterhalb Wetzlar abgesondert[3]).

1) Diabas.

(Echter körniger Diabas; von Gebr. Sandberger[4]) „Hypersthenit" oder „Hyperit" genannt, von C. Koch[5]) „Diorit, Gabbro, Hypersthenfels und körniger Diabas"; auf H. v. Dechens Karten[6]) als „Hypersthenfels" und „Labrador-

[1]) Siehe S. 77—80, 85, 98—99, 125 etc.

[2]) Z. B. in dem Diabaslager an der Lahnstrasse zwischen Weilburg und Löhnberg gegenüber Ahausen zu beobachten.

[3]) C. Riemann, Ueber die Grünsteine des Kreises Wetzlar, in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., 39. Jahrg., S. 267. Bonn 1882.

[4]) G. und Fr. Sandberger, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau, S. 521 ff. Wiesbaden 1856.

[5]) Karl Koch, Paläozoische Schichten und Grünsteine in den nassauischen Aemtern Dillenburg und Herborn, S. 52 ff. Wiesbaden 1858.

[6]) H. v. Dechen, Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, im Massstabe 1 : 80,000, Sektionen Laasphe und Wetzlar. Berlin 1864 und 1865.

porphyr“, auf den hessischen Karten von R. Ludwig [1]) als „Diorit, Diabas, Gabbro, Hypersthenfels“ bezeichnet.)

Grob- bis feinkörnige, dunkelgrüne oder graugrüne Eruptivgesteine, meist ziemlich stark verwittert und in unregelmässige Blöcke zerfallend; in Stöcken und in intrusiven Lagergängen dem Mittel- und Oberdevon und dem Kulm eingeschaltet. Die Schiefer sind häufig im Kontakt mit dem Diabas in schwarzen Hornstein umgewandelt. Als Bestandteile sind die Feldspäte und Augite stets deutlich mit blossem Auge zu erkennen; unter dem Mikroskop erscheinen die Plagioklase meist trübe durch angehende Verwitterung, ebenso die Augite mehr oder weniger in chloritische Substanzen zersetzt; Apatit ist häufig in nadelförmigen Krystallen; Titan- und Magneteisen zum Teil primär, zum Teil sekundär entstanden. Als Neubildungen durch Verwitterung des Gesteins und Umsatz der Stoffe sind zu bezeichnen: Epidot, Quarz, Biotit, chloritische Substanzen (sog. Viridit).

Von hierher gehörigen Diabasen sind aus der Lahn- und Dillmulde und aus dem Kellerwalde bisher diejenigen der folgenden Fundorte näher untersucht worden:

1) Bei Weilburg an der Lahn, SO der Stadt am Ausgang des Bahntunnel; im Oberdevon (Cypridinenschiefer). Chemische Analyse I siehe unten [2]).

2) An der Lahnstrasse zwischen Weilburg und Löhnberg auf dem rechten Lahnufer Ahausen gegenüber, im oberdevonischen Cypridinenschiefer [3]); siehe das beistehende Profil 65.

3) Im Ruppbachthale bei Diez an der Lahn, gegen Wasenbach zu, im mitteldevonischen Schiefer [4]).

4) Schlossberg Hoheusolms, 10 km nördlich Wetzlar; Kuppe zwischen Kulmschiefern und Diabasporphyriten [5]).

5) An der Strasse zwischen Herborn und Sinn auf dem linken Dillufer, im oberdevonischen Schiefer, der am Kontakt mit dem Diabas in schwarzen Hornstein (C. Kochs „Eisenspilit“) umgewandelt ist [6]).

---

[1]) Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Hessen im Massstab 1 : 50.000, Sektionen Gladenbach und Biedenkopf mit Erläuterungen von R. Ludwig. Darmstadt 1870 und 1871.

[2]) C. Grandjean, Der Lahntunnel bei Weilburg, im N. Jahrb. Min. 1846. S. 443—451.

Fr. Sandberger, Ueber die geognostische Zusammensetzung der Umgegend von Weilburg, mit Karte und Profilen, im Jahrb. naturhist. Ver. Nassau, 8. Heft, 2. Abtlg., S. 1—48. Wiesbaden 1852.

R. Senfter, Zur Kenntnis des Diabases, im N. Jahrb. Min. 1872, S. 679.

W. Schauf, Untersuchungen über nassauische Diabase, in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., 37. Jahrg., S. 3. Bonn 1880.

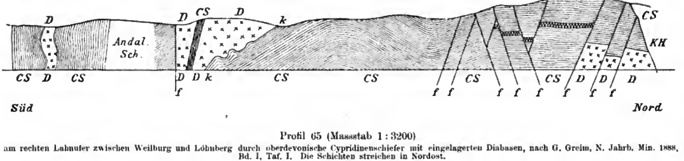
G. Greim, Die Diabas-Contaktmetamorphose bei Weilburg a. d. Lahn, im N. Jahrb. Min. 1888, S. 3—5.

[3]) W. Schauf S. 8: und C. Riemann, Ueber die Grünsteine des Kreises Wetzlar und einige ihrer Contakterscheinungen, in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., 39. Jahrg., S. 270. Bonn 1882.

[4]) W. Schauf S. 9.

[5]) C. Riemann S. 253. Die übrigen von demselben aus der Umgegend von Wetzlar beschriebenen Diabase sind wohl sämtlich Diabas-Porphyrite, in der Form von effusiven Decken gelagert.

[6]) W. Schauf S. 8.



Profil 65 (Massstab 1 : 3200)

am rechten Lahnufer zwischen Weilburg und Löhnberg durch oberdevonische Cypridinenschiefer mit eingelagerten Diabasen, nach G. Greim, N. Jahrb. Min. 1888, Bd. I, Taf. I. Die Schichten streichen in Nordost.

D = Diabas.
CS = Cypridinenschiefer des Oberdevon.
Andal. Sch. = Andalusitführender Schiefer.
K. H. = Kalksilikat-Hornfels.
k = Kieselschiefer.
nn = Anthracitische Schiefer.
ff = Verwerfungen.
Steinbruch A = Steinbruch gegenüber Ahausen.

6) Sauhaus bei Burg, Dorf 1,5 km nördlich von Herborn; im oberdevonischen Schiefer [1]).

7) Auf den Manderbacher Löhren nördlich Dillenburg; Augit braun, meist in Uralit umgesetzt, etwas grüne Hornblende; im mitteldevonischen Orthocerasschiefer [2]).

8) Aus dem Dietzhölzthale zwischen Dillenburg und Sechshelden; reich an Biotit, etwas Hornblende [3]).

9) Aus dem Bahneinschnitt am Schlierberge zwischen Sechshelden und Haiger; viel Biotit, wenig Hornblende; im obersten Unterdevon [4]).

10) Buchenau an der oberen Lahn im hessischen Hinterlande; nach Rosenbusch in einigen Handstücken mit accessorischem Olivin [5]).

11) Am Wollenberg bei Wetter, 10 km nordwestlich von Marburg an der Lahn, mehrere Kuppen zwischen Mittel- und Oberdevon. Zum Teil sind die Schiefer im Kontakt mit den Diabasen in schwarzen Hornstein umgewandelt. In dem Diabas vom Feiselberge bei Kornbach, südlich des Wollenberges, sind die Augite zum Teil in Hornblende umgesetzt [6]).

12) Im Kellerwalde erscheinen in mitteldevonischen Schiefern nach C. Chelius [7]) mehrere typische, grobkörnige Diabase, so am Hohen Lohr, im Winterberg bei Elberode, im Ahrberg bei Armsfeld und an anderen Orten; auch die Diabase, welche in den Kulmschiefern bei Elberode, am Koppelberge, am Klosterholz etc. aufsetzen, gehören hierher; zum Teil sind die Schiefer am Kontakt mit den Diabasen in braunen Hornstein umgewandelt. Chemische Analyse II unten.

a. Proterobas.

Unter den aufgeführten Diabasen befinden sich bereits einige (unter Nr. 7. 9. 11. 12), in denen Hornblende neben dem Augit als primärer Bestandteil oder als Umwandlungsprodukt des Augites vorkommt. Diabase mit primärer brauner oder blaugrüner Hornblende nannte Gümbel [8]) im Fichtelgebirge „Proterobase", Gesteine, welche etwa den Basalten mit Hornblende entsprechen. Aus unserem Gebiete dürfen als solche Proterobase angesehen werden die Diabase von:

13) Burg, südlich des Dorfes neben der Strasse nach Herborn an der Dill; es ist ein hellgrüner Diabas, in welchem Gesteine braune Hornblende fast ebenso reichlich auftritt als der Augit [9]). Chemische Analyse III unten.

---

[1]) W. Schauf S. 9.
[2]) W. Schauf S. 19.
[3]) W. Schauf S. 19.
[4]) W. Schauf S. 20.
[5]) W. Schauf S. 8. — H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 2. Aufl., S. 198. Stuttgart 1886.
[6]) H. Spranck, Der Wollenberg bei Wetter, Dissertation, S. 34 ff. Marburg 1878; H. Bücking daselbst und im N. Jahrb. Min. 1879, S. 375—377.
[7]) C. Chelius, Die Quarzite und Schiefer am Ostrande des rheinischen Schiefergebirgs, Dissertation, S. 23—25 und S. 27—28. Marburg 1881.
[8]) C. W. Gümbel, Die paläolithischen Eruptiv-Gesteine des Fichtelgebirges, S. 14. München 1874.
[9]) W. Schauf S. 12—16. — H. Rosenbusch, Massige Gesteine, 2. Aufl., S. 209. Stuttgart 1886.

14) Am Ausgang des Ruppbachthales bei Diez an der Lahn nahe der Schiefergrube Mühlberg im mitteldevonischen Orthocerasschiefer; ein grünlichgrauer Diabas mit reichlicher blaugrüner Hornblende[1]). Chemische Analyse IV unten.

b. Olivindiabas.

Einen Uebergang von den olivinfreien zu den olivinreichen Diabasen bildet das oben unter Nr. 10 erwähnte Gestein von Buchenau „mit accessorischem Olivin". Der Olivin verwittert leicht und wandelt sich in Serpentin um, meist unter Abscheidung von Eisenerzkörnchen. Normale feldspatreiche Olivindiabase kommen nach Rosenbusch bei Weilburg und Dillenburg vor[2]): hierher gehört auch der Diabas

15) Am Kemnatenkopf nördlich von Haina im Kellerwalde, in Kulmgrauwacken aufsitzend[3]).

c. Paläopikrit.

Feldspatarme, olivinreiche Eruptivgesteine in den Kreideschichten von Mähren und Oesterreichisch-Schlesien nannte G. Tschermak[4]) „Pikrite". Für analoge Gesteine im Silur des Fichtelgebirges hat Gümbel[5]) den Namen „Paläopikrite" vorgeschlagen. Aus Nassau erwähnte Fr. Sandberger[6]) zuerst einen „Olivinfels" vom Schwarzen Steine bei Wallenfels unweit Tringenstein, welchen Gümbel als Paläopikrit ansprach. Aus der Lahn- und Dillmulde und aus dem Kellerwalde ist jetzt eine ganze Reihe von meist ziemlich stark serpentinisierten Paläopikriten bekannt, welche sich dort unzweifelhaft eng an die Diabase und zwar an die Olivindiabase anschliessen. Diese Gesteine enthalten ebenso wie Tschermaks Pikrite stets etwas Feldspat: daher weisen die chemischen Analysen Alkalien nach und zwar bis zu 4,43 %[7]). Aber da der Plagioklas sehr zurücktritt gegen den vorherrschenden Olivin und gegen den Augit, werden die Paläopikrite mit Recht als „feldspatarme Olivin-

---

[1]) W. Schauf, 1880, S. 17—19. — A. Hilger, Diorit von Diez aus dem Ruppbachthale. im N. Jahrb. Min. 1879, S. 128; chemische Analyse. — E. Kayser, Orthoceras-Schiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg a. d. Lahn, im Jahrb preuss. geol. Land.-Anst., IV. Bd., S. 16. Berlin 1884. — H. Rosenbusch, Massige Gesteine, 2. Aufl., S. 209. Stuttgart 1886.

[2]) Dieselben sind nicht näher beschrieben. H. Rosenbusch, Massige Gesteine, 2. Aufl., 1886, S. 217.

[3]) Chelius. Marburg 1881, S. 30.

[4]) G. Tschermak, Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung in den Umgebungen von Teschen und Neutitschein, in Sitzungsber. math.-naturhist. Klasse der Akad. Wissensch. Wien, 8. März 1866, S. 260—286.

[5]) C. W. Gümbel, Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges, S. 38. München 1874.

[6]) Fr. Sandberger, im N. Jahrb. Min. 1865, S. 449, und 1866, S. 385—400.

[7]) Siehe unten die Analyse VI, S. 270; auch Tschermaks Pikrite (Wien 1866) enthalten nach drei Analysen: 2.1 %, 2,42 % und 3.07 % Alkalien; auch erwähnt Tschermak stets des „körnigen Feldspates" in der feinkörnigen Grundmasse dieser Gesteine.

diabase" bezeichnet; sie entsprechen den feldspatarmen Basalten, welche Rosenbusch „Limburgite" nannte.

16) Ein 60 km langer Zug von zahlreichen Paläopikritkuppen lässt sich verfolgen von Flammersbach bei Haiger im oberen Dillthale, über das Thal der Dietzhölz fort, bis nach Niederdieten und Quotshausen an der Perf, einem Bache, der oberhalb Biedenkopf in die obere Lahn einmündet. Diese intrusiven Lagergänge, welche auf H. von Dechens Karte mit „Gr, noch nicht näher bekannte Grünsteine" bezeichnet sind, liegen sämtlich in dem Streifen von Orthocerasschiefern, welche nach dem Dorfe Wissenbach, an der Dietzhölz 7 km nördlich Dillenburg gelegen, zuerst „Wissenbacher Schiefer" genannt wurden (siehe oben S. 77—79). Ausser den vorwiegenden Mineralien Olivin und Augit, dazu Biotit, Magnet- und Titaneisen, Apatit enthalten diese schwarzgrünen, mehr oder weniger in Serpentin verwitterten Gesteine auch etwas Plagioklas und braune Hornblende[1]). In dem genannten Zuge liegen im Nordoststreichen der Schichten Paläopikrite z. B. bei Flammersbach, bei Wissenbach, Eiershausen, Quotshausen, Ober- und Niederdieten; das Gestein von letzterem Orte hat G. Angelbis[2]) analysiert (Analyse V unten).

Südlich des in Nr. 16 genannten Streifens von Orthocerasschiefern folgen mächtige Decken von Diabasporphyriten und Schalsteinen, dann oberdevonische Schiefer, in welchen wiederum mehrere Kuppen von Paläopikriten aufsetzen, und zwar:

17) Gleich nördlich vom Dorfe Burg auf dem rechten Thalgehänge der Dill, 1,5 km oberhalb Herborn[3]); nach der unten angeführten Analyse VI enthält dieses Gestein ebensoviel Alkalien (4,43 %), wie die echten Diabase, obschon dasselbe nur wenig Plagioklas führen soll.

18) Auf der Grube Hülfe Gottes in der Weierhack am Eibacher Scheldergrund oberhalb Oberscheld im Schelder Walde, 2,5 km südöstlich Nanzenbach, östlich Dillenburg; das Gestein ist stärker serpentinisiert als die andern Paläopikrite dieser Gegend, da es sehr viel Olivin enthält[4]); R. Ludwig nannte daher dieses Gestein „Hyperitserpentin"[5]) (Analyse VII unten).

19) Schwarzer Stein, 2,5 km westlich Wallenfels, 3 km nördlich Tringenstein, eine Felskuppe mit mächtigen schwarzen Trümmerblöcken

---

[1]) H. Rosenbusch, Massige Gesteine, 1886, S. 263.

[2]) G. Angelbis, Petrographische Beiträge, in Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf., 34. Jahrg., S. 118—126. Bonn 1877. — Den Paläopikrit von Oberdieten beschreibt Fr. Moesta, Ueber ein neues Gestein der Diabasgruppe aus dem hessischen Hinterlande, in Sitzungsber. der Gesellsch. zur Beförderung der gesamten Naturwissensch. zu Marburg, 1876, S. 163.

[3]) G. Angelbis, Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf., 1877, S. 122.

[4]) K. Oebbecke, Ein Beitrag zur Kenntnis des Paläopikrits und seiner Umwandlungsprodukte, Dissertation. Würzburg 1877.

[5]) Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Hessen. Erläuterung zu Sektion Gladenbach, von R. Ludwig, S. 110; die Kupfer- und Nickelerze der jetzt verlassenen Grube füllten einen Gang in einem tiefer als das Paläopikritlager liegenden Diabase nach demselben, S. 121—123 und Profil auf Taf. IV. Fig. 10. Darmstadt 1870.

auf dem Schelder Walde; schwarzgrünes, feinkörniges Gestein, bestehend aus Olivin, Augit, Biotit und Magneteisen [1]) (Analyse VIII unten).

20) Auf der Nordseite des Schelder Waldes findet sich Paläopikrit bei Lixfeld im oberdevonischen Schiefer, nach H. Rosenbusch, Massige Gesteine, 1866, S. 261; daselbst wird auch ein Paläopikrit erwähnt vom Hauküppel bei Ballersbach, einem Dorfe 3 km östlich Herborn gelegen [2]).

21) Unterhalb Wetzlar auf der südlichen Bahnseite bricht bei Tiefenbach, 2 km nordwestlich Braunfels im oberdevonischen Schiefer ein Paläopikrit auf: es ist ein feinkörniges, schwarzes Gestein mit viel Augit, Olivin, Magnet- und Titaneisen; viel Biotit soll bei der Zersetzung des Augits entstanden sein. Die Schiefer wurden am Kontakt mit diesem Diabas, wie auch an anderen Diabasen, in schwarze hellgebänderte Hornsteine umgewandelt [3]).

22) Auch im hessischen Hinterlande gehören mehrere Diabase zu den Paläopikriten, wie ja schon der oben unter Nr. 10 erwähnte Diabas von Buchenau an der oberen Lahn unterhalb Biedenkopf Olivin enthält. Ein 40 m mächtiges Paläopikritlager steht in steiler Felswand an neben der Gladenbacher Chaussee zwischen Mornshausen an der Dautphe und Amelose im Kreise Biedenkopf und zwar zwischen liegenden Kieselschiefern und hangenden Grauwacken (des Kulm?); dieses Gestein ist schwarzgrün im frischen Zustande, und enthält serpentinisierten Olivin in Krystallen, Augit, Biotit, Plagioklas und Picotit [4]). Weiter südlich sind Paläopikrite im Kuhwalde bei Rachelshausen 5 km nordwestlich Gladenbach, und bei Mornshausen an der Salzböde 2 km südöstlich Gladenbach im Kulm bekannt [5]). Wahrscheinlich gehören auch manche andere von den zahlreichen Diabaslagern im hessischen Hinterlande, welche auf H. v. Dechens Karte als „Hypersthenfels" eingezeichnet sind, zu den Paläopikriten.

23) Aus dem Kellerwalde beschreibt C. Chelius einige „Feldspatarme Olivindiabase", welche hierher zu den Paläopikriten zu rechnen sind [6]): Böhl bei Dodenhausen, Humberrain und Haingrube bei Haddenberg, und bei Hüttenrode; eine grössere Fläche nimmt der Paläopikrit bei Battenhausen ein: dieses Gestein ist von dunkelgrüner Farbe und frischem Aussehen, es enthält Augit, Olivin und sehr spärlich Plagioklas

[1]) K. Oebbecke, 1877. Es ist dies der oben erwähnte „Olivenfels" von Fr. Sandberger. — R. Ludwig zeichnet das Gestein auf Sektion Gladenbach als „Olivin-Hyperit" ein (Text S. 109). Der Schwarze Stein erreicht eine Höhe von 513.85 m über dem Meere (daselbst S. 130).

[2]) Diese und andere Palaopikritkuppen sind auf der Karte von H. v. Dechen in 1:80,000 Sektion Laasphe als „Hypersthenfels" eingezeichnet.

[3]) C. Riemann, Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf., 1882, S. 272.

[4]) R. Brauns, Studien über den Paläopikrit von Amelose bei Biedenkopf und dessen Umwandlungsprodukte, im N. Jahrb. Min. V, Beil.-Bd., S. 285. Stuttgart 1887. — Siehe auch H. Rosenbusch, 1866, S. 261. — R. Ludwig erwähnt dieses Eruptivlager als „Olivin-Hyperit" in Sektion Biedenkopf, S. 38. Darmstadt 1871.

[5]) R. Riemann, 1882, S. 273, Anmerkung; und R. Ludwig, Sektion Gladenbach, 1870, S. 109, „Olivin-Hyperit".

[6]) C. Chelius, Die Quarzite und Schiefer am Ostrand des Schiefergebirgs. Marburg 1881, S. 28—30.

in leistenförmigen Krystallen; die chemische Analyse des Gesteins von Battenhausen ergab bei 40,17 % SiO^2 und 21,4 % MgO nur 0,25 % Alkalien.

2) Diabasporphyrit.

(Diabasporphyr C. Koch, Melaphyr H. v. Dechen.)

Die Mehrzahl der ausgedehnten Eruptivdecken, welche auf H. v. Dechens Karte als Melaphyre angegeben sind, scheint den porphyrischen Aequivalentgesteinen der echten körnigen Diabase, dem olivinfreien Diabasporphyrit, anzugehören; dieselben sind häufig als Mandelsteine ausgebildet (Diabasmandelstein von C. Koch und R. Ludwig), und werden begleitet von mächtigen vulkanischen Tuffen, den „Schalsteinen".

Diese Diabasporphyrite sind ihrer grössten Masse nach bereits stark zersetzt, meistens noch stärker als die Diabase; sie zerfallen dabei in unregelmässige Blöcke, in kleinkörnigen Grus und schliesslich in eine braune oder rotbraune Erde; die Mandelsteine verwittern zu einer zelligen braunen Wacke. Doch finden sich auch häufig noch recht frische Gesteinspartien, in denen der Diabasporphyrit dann ein grünschwarzes, feinkörniges, Melaphyr-ähnliches Aussehen besitzt; die porphyrische Struktur ist oft gekennzeichnet durch grosse (bis 1 cm) in der dichten Grundmasse eingesprengte Krystalle von Augit, Plagioklas oder Hornblende. Wie bei den Diabasen gibt es auch unter den Diabasporphyriten Gesteine mit primärer Hornblende, also Aequivalente der Proterobase und der Hornblendebasalte; dagegen sind die Olivinführenden porphyrischen Aequivalente der Diabase, die Melaphyre, in unserem Gebiete noch nicht nachgewiesen.

1) Diabasporphyrit-Lager, concordant und deckenförmig den Schalsteinen eingelagert am Löhnberger Wege, 300 Schritte oberhalb des Bahnhofes Weilburg an der Lahn: es ist ein feinkörniges bis dichtes, dunkel-grüngraues, zähes Gestein, in dessen dichter Grundmasse Plagioklase in leistenförmigen Krystallen, zersetzte Augite, Titan- und Magneteisen und viele Apatite liegen; häufig nimmt das Gestein Mandelsteinstruktur an. Chemische Analyse IX unten.

2) Südlich der Stadt Weilburg am Odersbacher Weg steht in einer Felskuppe auf der rechten Bahnseite ein schwarzgrüner, äusserst feinkörniger Diabasporphyrit an, mantelförmig umgeben von Schalsteinbreccien; Plagioklas, Augit, Apatit; Magneteisen, Pyrit; chloritische Substanzen. Chemische Analyse X unten.

3) Oberhalb Balduinstein an der Lahn setzt im mitteldevonischen Schalstein ein Diabasporphyrit auf, in dessen dunkler dichter Grundmasse grosse Plagioklaskrystalle ausgeschieden liegen [1]).

4) Von den Diabasen, welche Riemann aus der Umgegend von Wetzlar beschreibt, scheinen die meisten hierher zu gehören; so die

[1]) W. Schauf, Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf., 1880, S. 30. — H. Rosenbusch, Massige Gesteine, 1. Aufl., 1877, S. 382.

Gesteine der zu beiden Seiten des Ulmbachthales ausgebreiteten Eruptivdecken im oberdevonischen Schiefer, und des in regelmässige Säulen abgesonderten Stromes zwischen Niedernbiel und Leun unterhalb Wetzlar.

5) In der Gegend von Dillenburg und Herborn besitzen die Diabasporphyrite nach W. Schauf „eine auffallend grosse Verbreitung und scheinen dort den vorherrschenden Typus zu bilden“ [1]). In der That sind wohl die auf Dechens Karte eingezeichneten, weit ausgedehnten Flächen von „Melaphyren“, welche das Dillthal bei Herborn und Dillenburg in einer Breite von 10 km queren, westlich bis Langenaubach südlich Haiger, Schönbach und Hirschberg reichen und sich nordöstlich fortziehen bis in das obere Lahnthal, sämtlich als Diabasporphyrit-Decken anzusprechen; hierauf deutet auch die häufige Mandelsteinstruktur und die begleitenden Schalsteine. Diese bedeutenden Diabasporphyrit-Decken scheinen ein konstantes Niveau zwischen dem Oberdevon und dem Kulm einzunehmen. Die grünlich-schwarzen Gesteine, welche im frischen Zustande den Melaphyren des Saar-Nahe-Gebietes oft gleichen, enthalten eine porphyrische Grundmasse, häufig auch eine Glasbasis mit Fluidalstruktur; in den Hohlräumen und Spalten dieser Gesteine wurden ausser Kalkspat, Quarz, Baryt und chloritischen Substanzen auch reichlich Zeolithe abgesetzt, eine Bildung, welche in den Diabasen selten, in den Melaphyren und Basalten häufig vorkommt.

6) Hornblende-führender Diabasporphyrit findet sich in Gräveneck zu beiden Seiten der Lahn 3 km unterhalb Weilburg; es ist ein blauschwarzes Gestein mit dichter Grundmasse, in welcher grössere Krystalle von Augit, Hornblende und Plagioklas ausgeschieden liegen; titanreiches Magneteisen, chloritische Substanzen, Pyrit und wenig Apatit treten hinzu. Dieses Diabasporphyritlager wird bedeckt von Schalsteinkonglomeraten, und folgt darüber ein zweites Lager von Diabasporphyrit, in welchem die Hornblende zumeist in ein Aggregat von chloritischen Substanzen zersetzt ist; dieses zweite Gestein ist viel reicher an Apatit als das erste [2]). (Die chemischen Analysen von beiden Gesteinen unten XI und XII.) Auch über dem zweiten Eruptivlager folgen mächtige Schalsteine; die Grenze zwischen dem massigen Diabasporphyrit und dem geschichteten Diabastuff, dem Schalstein, ist nach Th. Stein eine ganz scharfe und findet kein Uebergang zwischen den beiden verschiedenen Gesteinsarten statt [3]).

[1]) W. Schauf, 1881, S. 21—31.

[2]) R. Senfter, N. Jahrb. Min. 1872, S. 683. — W. Schauf, 1880, S. 10. — A. Streng, Ueber den Hornblende-Diabas von Gräveneck bei Weilburg, und: Ueber einen apatitreichen Diabas von Gräveneck, im 21. Ber. Oberhess. Gesellsch. Nat. und Heilkde. S. 232—251. Giessen 1883.

[3]) Th. Stein, Geht Diabas in Schalstein über? Dissertation. Darmstadt 1887.

Chemische Analysen von Diabasen und Diabasporphyriten aus der Lahn- und Dillmulde[1]).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO_2 . .	48,62	51,72	55,70	61,28	39,56	40,37
TiO_2 . .	1,86	Spur	—	—	Spur	Spur
Al_2O_3 . .	16,25	10,25	18,01	18,20	8,47	9.86
Fe_2O_3 . .	3,42	10,86	8,20	11,73	5,36	4.76
FeO . .	9,12		—		10,32	8,34
MgO . .	4,93	11,45	0,91	0,70	24,82	21,63
CaO . .	5,91	7,29	9,23	3,20	4,91	4,74
Na_2O . .	5,23	4,08	3,52	3,00	nicht bestimmt	3,61
Ka_2O . .	1,60		1,42	0,85		0,82
H_2O . .	3,36	—	3,21	—	5,05	5,04
P_2O_5 . .	0,36	5,01	0,43	0,001	Spur	Spur
CO_2 . .	0,13	—	—	—	—	—
	100,78	100,58	100,63	98,961	—	99,17
Spez. Gew.	= 2,918			Spez. Gew. = 2,985		= 3,108

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
SiO_2 . .	41,31	39,10	50,26	46,04	41,17	46,53
TiO_2 . .	—	—	0,49	1,46	3,08	2,08
Al_2O_3 . .	2,43	4,94	13,55	17,35	13,24	18,07
Fe_2O_3 . .	13,89	4,31	1,46	1,21	3,56	6,13
FeO . .	7,34	11,44	11,61	10,59	12,50	7,77
MgO . .	21,38	29,18	3,59	6,41	8,21	3,78
CaO . .	3,28	3,95	5,45	5,56	10,24	7,87
Na_2O . .	—	—	5,34	3,75	2,57	3,51
Ka_2O . .	—	Spur	1,57	2,11	1,60	0,55
H_2O . .	7,14	5,67	3,38	3,70	3,21	2,17
NiO . .	0,67	0,16	P_2O_5 1,14	0,64	0,53	1,33
MnO . .	0,38	0,28	Cl 0,40	—	—	—
Cr_2O_3 . .	1,25	0,45	CO_2 1,10	0,35	0,64	0,51
FeS_2 . .	0,78	—	—	MnO 0,41	—	0,30
	99,873	99,48	99,32	99,58	100,55	100,60
Spez. Gew.		= 2,93	= 2,796	= 2,848	= 2,995	

---

[1]) I. Diabas vom Lahntunnel bei Weilburg, nach R. Senfter. N. Jahrb. Min. 1872, S. 681.

II. Diabas vom Hohen Lohr im Kellerwalde, nach C. Chelius: Die Quarzite etc. Marburg 1881, S. 31.

III. Proterobas von Burg bei Herborn, nach W. Schauf. Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf. 1880, S. 16.

IV. Proterobas aus dem Ruppbachthal bei Dietz a. d. Lahn, nach A. Hilger. N. Jahrb. Min. 1879, S. 128.

V. Paläopikrit von Niederdieten bei Dillenburg, nach G. Angelbis. Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf. 1877, S. 123.

VI. Paläopikrit von Burg bei Herborn, nach G. Angelbis. 1877, S. 122.

VII. Paläopikrit aus der Grube „Hülfe Gottes“ in der Weierheck bei Dillenburg, nach K. Oebbecke. Würzburg 1877, S. 31.

b. Diabase an der oberen Ruhr.

Nördlich vom Astenberg in der Gegend des obersten Ruhrthales zwischen den Orten Winterberg, Hiltfeld, Wiemeringhausen und Siedlinghausen auf einem Flächenraum von etwa 50 qkm ziehen durch die mitteldevonischen Schiefer (Calceolastufe, siehe oben S. 82) in der allgemeinen Nordost-Streichrichtung der Schichten zahlreiche Diabaslager, deren Massen meist in Klippen, Kuppen oder Bergen aus den leichter verwitternden Schiefern oberflächlich hervortreten. Diese Diabaszüge setzen quer durch die Nordsüd gerichteten Thäler der obersten Ruhr und ihrer beiden Zuflüsse, der Hille und Lamelose hindurch; in der Richtung von S nach N unterscheidet Schenck[1]) acht verschiedene Lagerzüge, welche 5—10 km im Nordost-Streichen des Gebirges zu verfolgen sind. Einzelne dieser Diabasberge erreichen eine bedeutende Höhe, so der Hiltfelder Steinberg 821,2 m, die Nordhelle 794,6 m, der Kahlenberg 784,5 m u. a., während der höchste Berg des Sauerlandes, der Kahle Astenberg, ein Quarzitschieferrücken, eine Höhe von 842 m besitzt (siehe oben S. 8).

Die Diabaslager an der oberen Ruhr zeigen zwischen den Schiefern sehr verschiedene Mächtigkeit, oft sind sie schmal wie Gänge (4 m breit), dann schwellen sie an zu 50, 70 bis 200 m mächtigen Massen. Meistens sind die mitteldevonischen Schiefer am Kontakt der Diabase in Hornschiefer und Hornfels umgewandelt (siehe die umstehenden Profile 66 und 67).

Die von Schenck beschriebenen Gesteine dieser Gegend sind sämtlich körnige, olivinfreie Diabase[2]), zusammengesetzt aus Plagioklas (etwas Orthoklas), Augit, Titaneisen und Apatit; daneben etwas Schwefelkies eingesprengt; als sekundäre Umsatz- oder Verwitterungsprodukte erscheinen: chloritische Substanzen (sog. Viridit), Kalkspat, Quarz, Epidot, Hornbleude, Leucoxen und Magneteisen; abgesetzt in den Klüften finden sich Quarz mit Chlorit, Brauneisen, Schwerspat mit Bleiglanz und Kupferkies, Kalkspat, Axinit, Epidot und Anatas. Auch diese Diabase sind in ihren Hauptbestandteilen, den Feldspäten und Augiten, stets mehr oder weniger verwittert.

Chemische Analysen der Diabase vom Bochteubeck bei Niedersfeld an der oberen Ruhr, I normaler, II feinkörniger Diabas, nach A. Schenck, 1884, S. 22, 27:

VIII. Paläopikrit vom Schwarzen Stein auf dem Schelder Wald bei Dillenburg, nach K. Oebbecke. Würzburg 1877, S. 19.

IX. Diabasporphyrit vom Löhnberger Weg bei Weilburg, nach W. Will, im 22. Bericht der Oberhess. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde, S. 309—314. Giessen 1883.

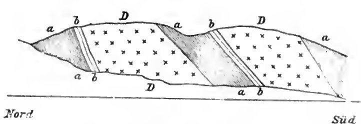
X. Diabas-Porphyrit vom Odersbacher Weg bei Weilburg, nach R. Senfter. N. Jahrb. Min. 1872, S. 679.

XI. Hornblende-führender Diabas-Porphyrit von Gräveneck, nach R. Senfter. N. Jahrb. Min. 1872, S. 683.

XII. Hornblende-führender Diabas-Porphyrit mit viel Apatit von Gräveneck, nach A. Streng. Oberhess. Ges. Ber. 1883, S. 256.

[1]) A. Schenck, Die Diabase des oberen Ruhrthals und ihre Contakterscheinungen mit dem Lenneschiefer, in Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf., 41. Jahrg., S. 53—136. Bonn 1884.

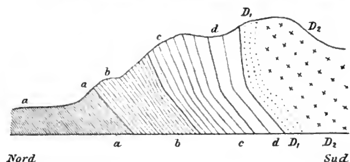
[2]) H. v. Dechen nannte diese Diabase auf seiner geologischen Karte im Massstabe 1 : 80,000 Sektion Berleburg: „Hypersthenfels“.



Profil 66 (Länge ca. 20 m)

am Wege von Silbach über den Silberberg nach Niedersfeld an der oberen Ruhr im Sauerlande, nach A. Schenck, 1884, S. 13. Die Schichten streichen in NO.

a Unveränderter Calceolaschiefer.
b In Hornfels umgewandelter Calceolaschiefer, meist plattig abgesondert.
D Diabas.



Profil 67 (Länge ca. 50 m)

Steinbruch an der Chaussee von Wiemeringhausen nach Niedersfeld an der oberen Ruhr im Sauerland, nach A. Schenck, 1884, S. 10. Die Schichten streichen in NO.

a Calceolaschiefer.
b Derselbe in Hornschiefer umgewandelt.
c " " grünen Hornfels "
d " " blauen " "
D_1 Feinkörniger Diabas.
D_2 Mittelkörniger Diabas.

	I.		II.
SiO^2 =	48,42	. . . .	46,92
TiO^2 =	2,23	. . . .	0,94
Al^2O^3 =	17,59	. . . .	18,05
Fe^2O^3 =	1,05	. . . .	3,61
FeO =	8,36	. . . .	6,73
CaO =	7,73	. . . .	9,11
MgO =	4,30	. . . .	7,43
CO^2 =	0,08	. . . .	0,10
P^2O^5 =	0,28	. . . .	0,19
FeS^2 =	0,15	. . . .	0,09
Ka^2O =	3,07	. . . .	1,24
Na^2O =	5,15	. . . .	2,99
H^2O =	2,24	. . . .	2,58
	100,65		99,98
Spez. Gew. =	2,919	Spez. Gew. =	2,941

Paläopikrit.

Zu dieser Gruppe von feldspatarmen Olivindiabasen stellt A. Schenck das Gestein vom Kuhlenberg bei Silbach im Thal der Lamelose; das dunkelgrüne bis schwarze Gestein ist an der Silbach-Winterberger Chaussee und an den Gehängen des Kuhlenberges bisher nur in Blöcken aufgefunden worden, so dass die spezielle Lagerung dieses Paläopikrites nicht bekannt ist. Das Gestein besteht aus Olivin, der z. T. bereits in Serpentin mit Ausscheidung von Magneteisenkörnern verwittert ist, aus Augit, der z. T. in chloritische Substanzen umgesetzt ist; daneben erscheint Biotit, Eisenkies und „hier und da stark zersetzte Reste von Plagioklas". Dieses Gestein von Silbach reiht sich den oben S. 265—267 erwähnten Paläopikriten und feldspatarmen Olivindiabasen in der Lahn- und Dillmulde und im Kellerwalde unmittelbar an und gleicht denselben.

Am Nordrande des westfälischen Sauerlandes erscheinen in den mittel- und oberdevonischen Schiefern und Kalken noch eine Reihe von Diabasen, teils in einzelnen Gangmassen, teils und zwar besonders in der Gegend von Brilon in ausgedehnten Lagern. Die letzteren werden meistens als Diabasporphyrite zu bezeichnen sein: die Diabaslager bei Balve und der 50 km lange Lagerzug, der von Meschede über Brilon bis in das Diemelthal fast ununterbrocheu zu verfolgen ist, sind effusive Ströme auf der Grenze zwischen Mittel- und Oberdevou, wie diejenigen in der Lahn- und Dillmulde; sie stehen ebenfalls in engster Verbindung mit Schalsteinen und zeigen häufig Mandelsteinstruktur [1]). Die Diabasporphyrite von Brilon besitzen nach G. Angelbis [2]) eine feinkörnige, dunkelgrüne Grundmasse, in der zahlreiche bis 1 cm grosse Feldspäte (Plagioklase) von weisser oder grünlicher Farbe liegen; auch die Augite erkennt man mit blossem Auge. Das Mikroskop zeigt, dass die Plagioklase wie gewöhnlich trübe geworden, die Augite meist in chloritische Substanzen zersetzt sind; sekundär entstand aus dieser Verwitterung viel Kalkspat; Magneteisen und Apatit sind spärlich vorhanden.

Am weitesten nach Westen vorgeschoben erscheinen die Diabasvorkommen an der Wupper bei Herkingrade, an der Ennepe östlich Rüggeberg, 10 km südwestlich Hagen und an der Volme östlich Breckerfeld [3]). Soweit diese Gesteine bekannt sind, gehören sie zu den körnigen, olivinfreien Diabasen; wie gewöhnlich befinden sich diese Diabase im Zustande mehr oder weniger starker Verwitterung, so dass die Plagioklase trübe und die Augite in chloritische Substanzen umgesetzt erscheinen.

Das Alter und die Lagerungsverhältnisse der Diabase im oberen Ruhrthale und am Nordrande des Sauerlandes sind noch nicht mit

[1]) H. v. Dechen, Geognostische Uebersicht des Regierungsbez. Arnsberg S. 196—200, in Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf., 12. Jahrg., S. 117—225. Bonn 1855.

[2]) G. Angelbis, Petrographische Beiträge, in denselben Verhandl., 34. Jahrg., S. 126—130. Bonn 1877.

[3]) Von den letzten beiden Fundstellen lagen Mehner zwei Handstücke vor; siehe H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westfalen, in Tschermaks Mineralog. Mitteilungen, 2. Heft, S. 127—178. Wien 1877.

Sicherheit festgestellt. Die Diabaszüge, welche A. Schenck beschrieb, sind wohl als intrusive Gänge und Lager aufzufassen: die Diabasmasse ist von unten her bei der Auffaltung des Gebirges zwischen die Calceolaschiefer und im Streichen derselben eingedrungen; daher fehlen auch diesen Diabasen die Diabastuffe (Schalsteine) und fehlt ihnen die Mandelsteinstruktur, während die Gesteinsmasse gegen die Salbänder zu feinkörniger wird und die anliegenden Schiefer im Kontakt zu Hornschiefern umgewandelt hat.

Dagegen dürfen wir die Diabasporphyrite bei Balve und Brilon als effusive Deckengesteine ansehen; bei Adorf, Padberg und Umgegend im Gebiete der Hoppke und Diemel oberhalb Stadtberge sind die Diabasporphyrite ebenfalls von Diabastuffen (Schalsteinen) begleitet und dringen durch das Oberdevon bis unter die Kulmgrauwacken.

c. Diabase in den linksrheinischen Gebirgen.

Ebenso häufig wie die Diabase in den Gebirgen der rechten Rheinseite auftreten, ebenso selten erscheinen dieselben in den linksrheinischen Gebirgen: nur wenige Punkte aus dem Hunsrück und einige aus den Ardennen sind hier zu erwähnen.

Diabase im Hunsrück.

Am Südrande des Moselthales östlich Trier bei dem Dorfe Kürenz entblössen Steinbrüche, in denen Pflastersteine gewonnen werden, einen Diabaszug, welcher im Nordost-Streichen der umlagernden unterdevonischen Grauwacken quer durch das Thal des Aveler Baches hindurchsetzt. Das Gestein ist ein meist grob-, aber auch feinkörniger Diabas mit ziemlich viel Hornblende, also ein Proterobas nach Gümbels Bezeichnung. A. v. Lasaulx, welcher das Gestein näher beschrieb [1], nannte es wegen der reichlichen braunen Hornblende einen „Diabasdiorit“. Dieser Proterobas enthält mikroskopisch: Plagioklas in Leisten, daneben etwas Orthoklas; Hornblende und Augit, beide häufig in chloritische Substanz verwittert; Biotit, Titaneisen, Apatit; und sekundär durch Zersetzung entstanden: Kalkspat und Quarz.

In derselben Arbeit beschreibt A. v. Lasaulx Diabase von Olmuth und Willmerich im oberen Ruwerthale, 10 km südlich Trier; von Paschel bei Zerf und von Winkelbornfloss bei Schillingen im obersten Ruwerthale; von der Grimburg oberhalb Wadrill am Errwald auf der Südseite des Hunsrück; und von Schoden an der Saar unterhalb Saarburg — als „Diorite“: es sind Diabase mit fasriger, grüner Hornblende, Diabase vom Typus der „Epidiorite“ Gümbels.

Die Gesteine von Kellenbach am Lützelsoon südlich Gemünden, von Förstelbach bei Nonnweiler, von Saarburg und von Hockweiler

---

[1] A. v. Lasaulx, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel. Verhandl. nat. Verh. Rheinl.-Westf., 35. Jahrg., S. 164—182. Bonn 1878. Die chemische Analyse dieses Gesteins von Steeg ist nicht zu gebrauchen.

7 km südlich Trier bezeichnet A. v. Lasaulx als typische Diabase [1]).

Alle diese Diabase, welche A. v. Lasaulx aus dem westlichen Teile des Hunsrücken beschrieben hat, scheinen intrusive Lager und Gänge im Unterdevon zu bilden; allerdings gibt uns Lasaulx in seiner Arbeit nur geringe Andeutungen über die geologische Lagerung der von ihm beschriebenen Gesteine.

Diabase in den Ardennen.

De la Vallée-Poussin und Renard beschreiben in ihrem trefflichen Werke [2]) aus den Silurmassiven von Südbrabant und aus den Ardennen eine Reihe von Gesteinen, welche zum Teil zu den Diabasen, zum anderen Teil zu den Diabastuffen (Porphyroïden) gehören (siehe oben S. 18).

1) Die Diabasporphyrite von Quénast und Lessines sind unter diesen Gesteinen die bekanntesten: bei Quénast an der Senne und etwas weiter abwärts im Sennethale bei Tubize gegenüber Lembecq (20 km oberhalb Brüssel), sowie bei Lessines im Dendrethal (37 km südwestlich Brüssel) in Südbrabant werden seit langer Zeit in grossen Steinbrüchen Gesteine gewonnen, welche in mächtigen Lagern aus den dortigen untersilurischen Schiefern zu Tage treten; gute Pflastersteine werden aus den zähen Gesteinen hergestellt.

Es sind mittelkörnige bis dichte Gesteine von graugrüner bis schwarzbläulicher Farbe: in einer feinkörnigen, porphyrischen Grundmasse liegen Krystalle von Plagioklas (etwas Orthoklas), von Augit, der häufig in Uralit oder Diallag umgesetzt ist, von fasriger grüner Hornblende, von Apatit und Titaneisen; sekundär entstanden sind chloritische Substanzen, Epidot, Magneteisen, Biotit und Kalkspat. Die Gesteine enthalten auch Quarz in Körnern, zuweilen in Krystallen, welche Libellen von Flüssigkeit (oft mit Kochsalzwürfelchen) einschliessen [3]); zum Teil dürfte der Quarz sekundär bei der Zersetzung der Feldspäte, Augite und Hornblenden ausgeschieden sein, wie der Epidot.

Die Gesteine von Quénast und Lessines bezeichnete Dumont [4]) mit dem Namen „Chlorophyr“, de la Vallée-Poussin und Renard nach F. Zirkel [5]) als „Quarzdiorit“. Da indessen die Beschaffenheit dieser Gesteine mehr diejenige der Diabase (Epidiorite und Proterobase Gümbels)

[1]) C. Lossen beschreibt in seiner Abhandlung über die Gegend bei Kreuznach in Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 19. Bd. 1867, S. 651—659, einige Hyperite (Gabbros) bei Schweppenhausen am Güldenbach unterhalb Stromberg; diese Gesteine, welche in den Phylliten und Quarziten des Unterdevon aufsetzen, bezeichnet Lossen später (Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst., V. Bd., S. 533, Berlin 1885) als echte grobkrystalline Diabase.

[2]) Mémoire sur les caractères minéralogiques et stratigraphiques des roches dites plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française. Mém. de l'Acad. roy. Belg., tome 40. Bruxelles 1876.

[3]) F. Zirkel, N. Jahrb. Min. 1870. S. 804.

[4]) A. Dumont, Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros, II. Teil, S. 296—302, in Nouv. Mém. Acad. roy. Belg. Bruxelles 1848.

[5]) F. Zirkel, Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine S. 56 und 402. Leipzig 1873.

ist, und da dieselben eine porphyrische Struktur besitzen, würden sie am passendsten als hornblende- und quarzführende Diabasporphyrite [1]) zu bezeichnen sein; sie schliessen sich den oben erwähnten Proterobasen und hornblendehaltigen Diabasporphyriten an. Der Quarz ist in den Gesteinen von Quénast, Lembecq und Lessines bald mehr bald weniger häufig eingesprengt, also wie ein accessorischer Bestandteil: daher auch die folgende Analyse von dem Gestein von Quénast (de la Vallée-Poussin und Renard S. 14) nur einen Gehalt von 56,21 % SiO^2 nachweist [2]):

SiO^2 . . .	56,21 %
Al^2O^3 / Fe^2O^3 } . . .	17,16 „
FeO . . .	10,26 „
CaO . . .	7,12 „
MgO . . .	2,08 „
Ka^2O . . .	1,48 „
Na^2O . . .	4,02 „
H^2O und CO^2 .	2,79 „
	101,12 „

Spez. Gew. = 2,7.

Bei Lessines ragt die Diabasmasse nur aus der Bedeckung mit tertiären und diluvialen Ablagerungen hervor; bei Quénast und Lembecq war gelegentlich die Grenze gegen die phyllitischen Silurschiefer aufgeschlossen; diese Grenze verlief parallel zur Schichtung im Ostwest-Streichen der silurischen Schichten.

In den grossen Steinbrüchen sieht man in der Regel eine dickbankige Absonderung dieser Gesteine; bei Lessines sind diese mächtigen Platten häufig wiederum in senkrecht stehende Säulen von 15—25 cm, seltener von 30—50 cm Durchmesser abgesondert, wie es die nebenstehende Zeichnung 68 erweist.

Die porphyrische Struktur, die säulenförmige Absonderung und die concordante Einlagerung dieser Gesteine in den Silurschiefern, sowie der Mangel an einer Kontaktwirkung dürften den Diabasporphyriten von Quénast und Lessines eine Entstehung in effusiven Strömen zuweisen.

Diabas von Challes [3]).

Nahe beim Dorfe Challes, 2 km östlich Stavelot gelegen, zeigt sich auf den beiden Ufern der Amblève ein Diabasgang von 5 m Mächtigkeit concordant eingelagert in den 70° in Südsüdost einfallenden cambrischen Phylliten: auf beiden Seiten des Diabases sind die Schiefer

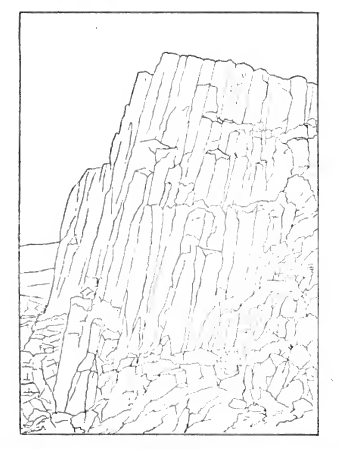
---

[1]) F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie, I. Bd., S. 583, Leipzig 1858, nannte die Gesteine von Quenast und Lessines „Diabasporphyre" nach der Untersuchung von A. Delesse in Bull. Soc. géol. France, 3. Serie, tome VII, S. 310—317. Paris 1850.

[2]) Die Analyse des Gesteins von Lembecq sogar nur 46,23 %, bei de la Vallée-Poussin und Renard S. 60. Der Quarz-Diorit vom Adamello enthält 67 % SiO^2.

[3]) A. Renard, La Diabase de Challes près de Stavelot, im Bull. Acad. roy. Belg., 47. Jahrg. S. 228—239, 4. mit 1 Tafel. Bruxelles 1878.

15—20 cm weit in Hornfels („espèce de lydite“) umgewandelt. Das massige, grünliche, dichte Gestein enthält Plagioklas und Augit, beide ziemlich stark verwittert; die Augite sind zum Teil in Uralit umgesetzt; Titaneisen und Schwefelkies; sekundär durch Zersetzung sind entstanden: Quarz, Epidot und chloritische Substanzen. Es ist dies demnach ein typischer Diabas, als Gang die cambrischen Phyllite durchbrechend.



Zeichnung 68

Diabasporphyrit von Lessines in Belgien, in säulenförmiger Absonderung, nach de l allée-Poussin und Renard, 1876, Taf. B. (nach einer Photographie).

Die chemische Zusammensetzung dieses Diabases von Challes ist aus der folgenden Analyse von Chevron[1]) zu ersehen:

---

[1]) Annal. Soc. géolog. de Belgique. Bd. II, S. 192. Liège 1875.

SiO^2	=	48,26
Al^2O^3	=	17,99
Fe^2O^3	=	8,41
FeO	=	4,56
CaO	=	8,58
MgO	=	5,38
MnO	=	0,39
Ka^2O	=	0,23
Na^2O	=	2,31
P^2O^5	=	0,19
Glühverlust	=	2,80
		99,10.

Diabas von Hozémont [1]).

Im Pays de Hesbaye bei Hozémont, 12 km westlich Lüttich, steht ein Diabas an, dessen Grenzen gegen die umliegenden Silur-Schiefer nicht aufgeschlossen sind. Das graugrünliche zähe und feinkörnige Gestein besteht aus Plagioklas und Augit mit Hornblende, Apatit und Titaneisen (ohne porphyrische Grundmasse); durch Verwitterung sind Serpentin, Quarz und Kalkspath sekundär entstanden. Die chemische Analyse weist nur 46,07 % SiO^2 nach.

Diabas von Grand-Pré [2]).

Ein gleiches Gestein wie das vorige steht im Silur bei dem Gehöft Grand-Pré, im Condros 10 km südöstlich Namur gelegen, an; die Grenze gegen die östlich 20—30° nördlich streichenden untersilurischen Schiefer ist ebenfalls nicht aufgeschlossen. Das graugrünliche, zähe Gestein enthält Plagioklas, Augit, Apatit, Titaneisen und sekundär entstandenen Kalkspat, Serpentin, Quarz und Magneteisen.

d. Die Diabastuffe (Schalsteine) im Schiefergebirge.

Wir haben bereits mehrfach erwähnt, dass die Diabasporphyrite der Lahn- und Dillmulde, sowie am Nordrande des Sauerlandes von Balve über Brilon bis zum Diemelthale begleitet sind von Breccien, Konglomeraten und Tuffen, welche in Nassau wegen ihrer flaserigen Schichtung „Schalsteine" genannt werden.

Die Diabasporphyrite gehen nicht in Schalstein über, wie noch jüngst Th. Stein für einige Punkte an der Lahn nachwies [3]); es muss

[1]) De la Vallée-Poussin et Renard, a. a. O. 1876, S. 62—76; daselbst fälschlich Gabbro genannt; siehe die Verbesserung in Diabas: A. Renard, Diabas von Challes, Bull. Acad. roy. Belg. 1878, S. 234, Anm.

[2]) De la Vallée-Poussin et Renard, a. a. O. 1876, S. 125—128. Zu welcher Gruppe von Gesteinen die sogenannten „Amphibolite" zu stellen sind, wie sie von den belgischen Geologen und speziell von den oben genannten Autoren mehrfach aus den Ardennen erwähnt werden, ist bisher noch nicht klargestellt worden.

[3]) Th. Stein, Geht der Diabas in Schalstein über? Dissertation. Darmstadt 1887. Siehe weiter über Schalsteine:

dies ausdrücklich betont werden, da, gerade wie bei den Porphyren, Trachyten und anderen Eruptivlagern, das massige Gestein sich äusserlich betrachtet oft schwer unterscheiden lässt von den begleitenden Tuffbreccien, auch die am Rande zuweilen schiefrig abgesonderten Diabasporphyrite und Porphyre leicht zu verwechseln sind mit den geschichteten Sedimenttuffen; in diesen Fragen kann nur eine genaue Untersuchung an Ort und Stelle in Verbindung mit der mikroskopischen Analyse entscheiden.

Die Tuffbreccien und Tuffkonglomerate der Diabasporphyrite lagern meist unmittelbar am massigen Gestein, oft mantelförmig dasselbe umhüllend; sie besitzen eine geringere Verbreitung als die gewöhnlichen Aschentuffe, die typischen Schalsteine, welch letztere besonders in der Lahn- und Dillmulde weit durchstreichende Schichten im Mittel- und Oberdevon bilden, auch ohne direkte Verbindung mit Eruptivströmen. Die Breccien und Konglomerate sind geschichtet; sie bestehen aus eckigen und abgerundeten Bruchstücken von verschiedenartigen Diabasgesteinen, zwischen denen viel Bruchstücke von Schalsteinen und devonischen Sedimenten (besonders Thonschiefern und Kalksteinen) liegen; alle Bruchstücke sind verbunden durch ein Bindemittel von Schalstein und Kalkspat. Dadurch, dass die in der Regel erbsen- bis faustgrossen Stücke immer kleiner werden, gehen die Tuffbreccien und Tuffkonglomerate allmählich in reinen Schalstein über.

Die gewöhnlichen Diabastuffe, die Schalsteine schlechthin, sind flaserige oder dünnschichtige Sedimente, buntgebändert, buntgefleckt oder grün, grau, braun, rot gefärbt; sie bestehen mikroskopisch aus einem innigen Gemenge von kleinsten Diabasteilchen und von sedimentären Kalk- und Thonmaterialien. Die grünen chloritischen Substanzen (sog. Viridit), welche wir in den Diabasen kennen lernten, bilden einen Hauptbestandteil des Schalsteins; dieselben sind hier wie dort im wesentlichen aus der Zersetzung der Augite (zum Teil auch der Hornblende) hervorgegangen. Der zweite Hauptbestandteil des Schalsteins ist Kalkspat, in kleinen Körnchen in der Grundmasse, und in grösseren Aggregaten ausgeschieden; daher dann diese Gesteine mit Säure stark brausen. Durch Ausscheidung von kleinen Kalkspat-Knollen entstehen zuweilen mandelsteinartige Abänderungen des Schalsteins, und durch spätere Auswitterung derselben löcherige „Blattersteine“. Kalkspat setzt sich auch in den Spalten und Klüften der Schalsteine in Form von Gangschnüren sekundär in grosser Menge ab, meist in Verbindung mit Quarz, Epidot und Asbest. In der Regel enthalten die Schalsteine ziemlich viel Eisenoxyd in Körnchen und als Staub im Gestein fein verteilt; bekannt ist, dass durch Anreicherung des Eisengehaltes, und zwar meistens wohl erst durch späteren Umsatz mit Hilfe des Wassers, die Schalsteine in der Lahn- und Dillmulde und bei Brilon allmählich übergehen in vor-

---

Fr. u. G. Sandberger, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau, S. 528—532. Wiesbaden 1856.

W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, S. 222—235. Gotha 1879.

zügliche Eisenerzlager [1]). Sodann sind Magneteisen, Titaneisen und Apatit [2]) häufige Gäste im Schalstein. Endlich bilden Feldspäte (Plagioklase) einen wesentlichen Bestandteil der Schalsteine: sie erfüllen in winzigen Leisten die Grundmasse des Gesteins und sie kommen in grösseren (bis 2 cm grossen) Krystallen einzeln, aber in Menge eingesprengt in der dichten Schalsteinmasse vor, z. B. am Löhnberger Wege bei Weilburg, am Lahnufer bei Camberg, in der Umgegend von Balduinstein und an anderen Orten, Gesteine, welche zuweilen als „Porphyroïde" bezeichnet wurden [3]).

Diese verschiedenen Bestandteile, welche in ihren Mengenverhältnissen stark wechseln, sind im grossen wie im kleinen schichtweise angeordnet, so dass auch z. B. die eingesprengten Feldspäte mit ihren Flächen in der Regel parallel der Schichtung liegen, ein deutliches Zeichen, dass die Materialien der Schalsteine vom Wasser ausgebreitet und sedimentär abgelagert wurden. Die Ausbrüche der Diabas-Porphyrite, deren vulkanische Aschenmassen den grösseren Teil der Schalsteine bilden, geschahen submarin im devonischen Meere; daher die häufige Wechsellagerung zwischen Diabas-Porphyritlagern und Schalsteinen; daher die Mischung der Diabas-Aschenteilchen mit den devonischen Sedimentmaterialien mit Thon und Kalk in den Schalsteinen; daher die Wechsellagerung von devonischen Thonschiefern und Kalken mit Schalsteinen, und daher die devonischen Versteinerungen, welche nicht selten direkt in den Schalsteinen eingebettet liegen, meist Versteinerungen des Stringocephalenkalkes und der oberdevonischen Stufen. Das geologische Alter der Schalsteine in der Lahn- und Dillmulde und bei Brilon und Adorf darf nach den im Schalstein gefundenen

[1]) Die Roteisenerzlager in Nassau und bei Brilon sind allerdings nicht alle aus Schalstein entstanden; auch der Stringocephalenkalk und die oberdevonischen Kalke sind häufig in Eisenerz umgewandelt; der gemeinsame Ursprung des Eisens in allen drei Sedimenten der genannten Gegenden ist wohl vorwiegend auf die Auslaugung der Diabase und auf den ebenfalls von den Diabasausbrüchen herrührenden Eisengehalt der Schalsteine zurückzuführen. Durch Umsatz des Kalkgehalts der Kalksteine und Schalsteine gegen Rot- und Brauneisen (auch Manganeisen) auf wässrigem Wege ist im Laufe der Zeiten die Umwandlung vor sich gegangen. Häufig findet man in den Eisensteinlagern die devonischen Versteinerungen, welche ursprünglich im Kalksteine oder im Schalsteine eingebettet wurden. Oft liegen die Erzlager auf der Grenze zwischen devonischen Kalken und den Schalsteinen oder Diabasen.

[2]) Durch Auslaugung der Apatite aus den Diabasen und Schalsteinen und durch den erneuten Absatz des phosphorsauren Kalkes sind in Nassau die zahlreichen wertvollen Phosphoritlager entstanden, deren Material bekanntlich als Mineraldünger in der Landwirtschaft einen grossen Absatz findet.

[3]) Mehrere Einlagerungen von „Porphyroïdschiefern" werden im Unterdevon des Blattes Feldberg im Taunus von C. Koch, Erläuterungen S. 15, Berlin 1886, angeführt: in phyllitischer Grundmasse liegen zahlreiche Krystalle von meist kaolinisiertem Feldspat; in einem solchen Porphyroïdschiefer zwischen Reichenbach und Mauloff lagen häufige Reste von Brachiopoden (Spiriferen, Chonetes, Orthis). Vgl. auch das Kärtchen von E. Kayser, Die Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg a. d. Lahn, im Jahrb. preuss. geolog. Land.-Anst., Bd. IV, Taf. 1, Berlin 1884; auf demselben sind südwestlich vom Ruppbuchthale einige der feldspatführenden „Porphyroïdschiefer" eingezeichnet. Siehe unten die Porphyroïde in den Ardennen.

Versteinerungen als dasjenige des oberen Mitteldevons [1]) und des Oberdevon angegeben werden.

Die wechselnde mineralogische Beschaffenheit der Schalsteine und die Leichtigkeit, mit welcher die lose angehäuften vulkanischen Aschen verwittern und sekundär umgesetzt werden, bedingen eine grosse Mannigfaltigkeit in der chemischen Zusammensetzung der Schalsteine, wovon die folgenden Analysen von Schalsteinen aus der Lahn- und Dillmulde einige Beispiele geben [2]):

I. Grüner Schalstein mit eingesprengten Feldspatkrystallen (Porphyroïdschiefer) von Balduinstein a. d. Lahn; spez. Gew. = 2,8.

II. Schalstein von Fleisbach, 4 km südlich Herborn an der Dill; zersetztes grünes Gestein mit einem Netz von Kalkspat-Adern; spez. Gew. = 2,726.

III. Kalk-Schalstein von Limburg a. d. Lahn; ähnlich dem vorigen Gestein, mit einem Netz von Kalkspat-Adern und mit Roteisen; spez. Gew. = 2,748.

IV. Schalstein aus der Grube Molkenborn bei Nanzenbach, Amt Dillenburg; rötlich-violettes Gestein mit Drusen und Adern von Kalkspat; spez. Gew. = 2,764.

V. Schalstein von Bergerbrücke bei Oberbrechen, Amt Limburg a. d. Lahn; gelbes, ziemlich frisches Gestein; spez. Gew. = 2,637.

VI. Schalstein-Konglomerat von Niedershausen bei Weilburg a. d. Lahn; hellgrünes Gestein; spez. Gew. = 2,852.

VII. Schalstein von Vilmar a. d. Lahn; spez. Gew. = 2,82; Analyse von A. Eglinger [3]):

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO^2 . .	38,52	17,58	24,16	30,82	52,47	32,04	44,37
Al^2O^3 .	16,24	10,54	5,44	11,01	15,35	14,79	19,26
Fe^2O^3 .	3,35	1,04	11,96	6,67	2,66	6,30	8,35
FeO . .	7,68	0,55	1,86	—	—	5,61	0,72
CaO . .	—	—	0,66	—	0,63	—	0,92
MgO .	5,49	1,17	2,46	0,65	0,15	—	1,10
Ka^2O .	0,55	0,80	0,76	2,53	4,15	1,53	5,96
Na^2O .	4,40	1,26	2.22	1,16	4,16	3,57	2,78
$CaCO^3$.	16,03	62,95	43,69	42,39	16,23	15,31	10,82
$MgCO^3$.	0,63	1,07	1,41	0,60	0,15	15,21	0,36
$FeCO^3$.	1,04	0,14	0,87	0,34	0,38	—	0,20
$MnCO^3$.	0,82	0,33	0,14	—	—	—	0,16
P^2O^5 .	Spur	0,33	1,67	0,35	0,36	0,72	0,92
H^2O . .	5.14	2.21	2,14	2.07	2,73	3,81	3,31
	99,89	99,97	99,44	98,59	99,42	98,89	99,23

[1]) Die Schalsteine bilden besonders ausgedehnte Lager im unteren Teile des Stringocephalenkalkes, siehe oben S. 84.

[2]) A. Dollfus und C. Neubauer, Chemische Untersuchung einiger Schalsteine des Herzogtums Nassau, im Jahrb. des nassau. Ver. für Naturkde., Bd. X, S. 49—82. Wiesbaden 1855.

[3]) Mitgeteilt im Jahrb. des nassau. Ver. für Naturkde., Bd. XI, S. 205—210. Wiesbaden 1856.

3) Porphyre.

Sowohl quarzhaltige als quarzfreie Porphyre durchbrechen in Gängen oder intrusiven Lagerzügen die devonischen Schichten des rheinischen Schiefergebirges an vielen Orten; fast stets liegen diese Gänge im Streichen der Schiefer, gerade wie die Diabase.

a. Quarzporphyre im Sauerlande.

In den unter- und mitteldevonischen Schiefern und Grauwacken des Sauerlandes erscheinen Quarzporphyre in grosser Menge: die Lagerzüge häufen sich besonders in der Gegend zwischen Olpe an der Bigge und Schmallenberg an der oberen Lenne; ein kleinerer Schwarm von Quarzporphyrgängen umgibt das Ebbegebirge zwischen Meinertshagen an der obersten Volme und Plettenberg nahe der Lenne in ihrem mittleren Lauf gelegen. Die erste Beschreibung dieser zahlreichen Porphyrzüge verdanken wir H. v. Dechen [1]). Eine mikroskopische Untersuchung einer Reihe von Handstücken dieser Porphyre nahm Mehner vor [2]).

Die Quarzporphyre des Sauerlandes sind massig und auch schiefrig-flasrig ausgebildet, sie sind weisslich, violettrot oder rot gefärbt; die dichte Grundmasse zeigt oft Fluidalstruktur, enthält Trichiten und erscheint häufig radialfaserig erstarrt [3]). In dieser Grundmasse liegen Feldspäte (Orthoklas, daneben Plagioklas) oft in grösseren Krystallen: Quarz in Körnern und in Krystallen mit Flüssigkeits- und Glaseinschlüssen. Glimmer, Titan- und Magneteisen, auch Zirkon. Im Porphyr von Altenhundem findet sich auch Hornblende und Apatit.

In den schiefrig-flasrigen Partien der Porphyre sind meist nur die Feldspäte, selten die Quarze in grösseren Krystallen ausgeschieden; die parallel angeordneten breiten Feldspatkrystalle und eine stets deutlich hervortretende Fluidalstruktur der porphyrischen Grundmasse bedingen die schiefrige Absonderung der Gesteine. Zugleich umschliessen die flasrigen Porphyre eine grosse Menge von kleinen und grösseren Schieferstückchen der umlagernden devonischen Thonschiefer, welcher Umstand darauf hinzudeuten scheint, dass die schiefrig-flasrigen Porphyre die Salbänder der massigen bilden. Die bekannten Felsmassen der Bruchhäuser Steine, 7,5 km südlich Brilon im Gebiete der oberen Ruhr gelegen, sind nach C. Lossen flasrige Quarzporphyre [4]).

[1]) H. v. Dechen, Die Feldspatporphyre in den Lennegegenden, in Karstens und Dechens Archiv für Min., Bd. 19, S. 367—452 (mit einer Karte). Berlin 1845.

[2]) H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westfalen, in Tschermaks Mineralog. Mitteil., Wien 1877, Heft 2, S. 127—178. Mehner hat die Fundorte der von ihm untersuchten 12 Handstücke von Porphyren nicht besucht. Eine geologische Untersuchung der Lagerung der Porphyre im Lennegebiete in Verbindung mit mikroskopischen und chemischen Analysen würde sehr erwünscht sein.

[3]) Besonders in dem Porphyr von Pasel an der Lenne nach C. Lossen, Ueber Porphyroïde in Westfalen u. Nassau, im Sitzungsber. nat. Freunde, S. 176. Berlin 1883.

[4]) Mehner hielt sie für Porphyrtuffe; die Unterscheidung von flasrigen Porphyren und von Porphyroïden ist allerdings oft eine schwierige (siehe unten die Porphyrtuffe) und wohl stets nur durch eine geologische Untersuchung an Ort und Stelle möglich.

Die folgenden Analysen zeigen eine sehr hohe Säuerungsstufe dieser Quarzporphyre [1]):

	I.	II.	III.	
SiO^2	77,91	76,44	80,42	(TO^2 0,06)
Al^2O^3	12,00	12,64	9,22	
Fe^2O^3	—	0,29	1,22	
FeO	1,83	0,51	0,62	
MgO	0,55	0,27	0,34	
CaO	0,21	—	0,86	
Ka^2O	6,33	4,29	0,62	
Na^2O	1,04	3,41	4,50	
H^2O	0,54	1,46	0,66	
P^2O^5		0,19	0,06	
CO^2	—	—	0,98	
S	—	—	0,04	
Organ. Subst.			0,07	
	100,41	99,50	99,67	
	Spez. Gew.	= 2,647	= 2,652	

b. Porphyre im Lahn- und Dillgebiet.

Diese sogenannten „Lahnporphyre" sind noch wenig untersucht. Ein 13 km langer Zug solcher Gangporphyre setzt durch die unterdevonischen Grauwacken zwischen Niederdresselndorf im Hickengrunde und Eibelshausen im Gebiete der oberen Dill: einige zwanzig Aufbrüche liegen im Nordost-Streichen der Schichten. Mehner [2]) untersuchte ein Handstück von einem solchen Porphyr von Niederdresselndorf und fand, dass es ein schiefrig-flasriger Quarzporphyr sei, in welchem viele Quarzkrystalle ausgeschieden lagen.

Aus diesem Zuge erwähnt auch Lehmann [3]) zweier Fundstellen: „Bei Niederdresselndorf (im Bahneinschnitt) ist es ein lichtrötlicher, aber völlig zersetzter quarzfreier Porphyr, der einen sich zweimal gabelnden Lagergang bildet und von Einschlüssen frei zu sein scheint. Anders der graue, in mächtiger Masse anstehende Porphyr in einem Bahneinschnitte zwischen Niederdresselndorf und Haiger: es ist ein Quarzporphyr mit wohlerkennbaren Quarzdihexaëdern, sehr zersetzt und überreich an schwarzen Thonschieferflitterchen, denen man keinerlei durch den Porphyr erlittene Veränderungen ansieht."

[1]) I. Flasriger Quarzporphyr von den Bruchhäuser Steinen bei Brilon, nach J. Roth, Gesteins-Analysen, S. 6. Berlin 1861.

II. Quarzporphyr vom Eichhagen bei Olpe an der oberen Bigge: „in fleischroter, hie und da graurot geflammter Grundmasse sparsame Quarzkörner, sehr selten kleine, glänzende Orthoklase", nach J. Roth, Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine. Abhandl. Akad. Wissensch., S. 14—15. Berlin 1873/74.

III. Quarzporphyr von Pasel an der Lenne, nach C. Lossen, Sitzungsber. Ges. nat. Feunde zu Berlin, 1883, S. 178; „Quarz-Keratophyr ohne ausgeschiedenen Quarz".

[2]) H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westfalen, in Tschermaks Mineral. Mitteil., 1877, S. 162.

[3]) J. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine, S. 102. Bonn 1884.

Etwas weiter südlich ist ein Quarzporphyr im Mitteldevon bei Ballersbach, 6 km östlich Herborn, und ein zweiter bei Langenaubach, 8 km westlich Dillenburg bekannt [1]); auch einige kleinere Partien im Amte Weilburg und bei Balduinstein a. d. Lahn. Eine weitere Anzahl von „Lahn-Porphyren" sind eingezeichnet auf den Blättern Limburg, Kettenbach und Eisenbach der preussischen geologischen Karte [2]): diese Porphyre sollen keine Gänge, sondern stock- oder lagerförmige Massen (doch wohl intrusiv) im Mitteldevon bilden. Grössere Massen dieses Gesteins finden sich bei Diez a. d. Lahn, bei Oberneisen im Aarthale und weiter westlich auf dem Steinewald (383 m hoch) bis hinüber nach Katzenelnbogen, kleinere Partien gegenüber Oranienstein bei Diez und auf der rechten Thalseite des Emsbaches oberhalb Niederbrechen bei Selters. Diese Porphyre besitzen eine dichte, dunkelrotbraune Grundmasse, in welcher zahlreiche grosse bis kleine Krystalle von Feldspat (Orthoklas, daneben Plagioklas) [3]), aber nur sehr wenige oder gar keine Quarze liegen. Die Gesteine sind daher als quarzarme oder quarzfreie Porphyre zu bezeichnen; Lossen nennt sie mit einem Gümbelschen Namen „Keratophyre" und gibt eine chemische Analyse I des Gesteins von Oberneisen [4]), welcher wir die Analyse II des ähnlichen Porphyrs von der Papiermühle bei Weilburg [5]) beifügen; III ist die Analyse des „Felsitporphyrs" von Altendiez bei Diez a. d. Lahn im Mitteldevon, eines Gesteines von nelkenbrauner Farbe und dichter felsitischer Grund-

	I.	II.	III.
SiO^2	63,02	61,12	68,54
TiO^2	0,77	—	1,36
Al^2O^3	18,81	16,96	9,49
Fe^2O^3	0,99	6,23	8,60
FeO	0,37	—	3,23
MgO	0,37	0,85	0,42
CaO	0,59	1,13	0,54
Ka^2O	7,31	4,63	5,11
Na^2O	5,27	4,37	3,14
SO^3	0,19	CO^2 2,78	P^2O^5 0,03
H^2O	2,55	1,36	0,30
	100,24	99,43	100,76
	Spez. Gew. = 2,539	Sp. Gew. = 2,79	Sp. Gew. = 2,789

[1]) C. Koch, Paläozoische Schichten und Grünsteine in den Aemtern Dillenburg und Herborn, S. 97. Wiesbaden 1858.

[2]) C. Koch, Blatt Limburg Text S. 23, Blatt Kettenbach Text S. 17, Blatt Eisenbach Text S. 20. Berlin 1886.

[3]) C. Lossen erwähnt in den Porphyren von Oberneisen bei Diez und von der Papiermühle bei Weilburg auch Mikroperthit, das ist die für die Keratophyre so charakteristische Verwachsung zwischen Orthoklas und Albit; daher in den Analysen (siehe unten) der hohe Natron- neben dem Kaligehalte dieser Gesteine; auch Zirkon mit Titaneisen, z. B. in dem Porphyr von Oberneisen (siehe C. Lossen, Ueber Porphyroïde, im Sitzungsber. Ges. naturforsch. Freunde zu Berlin, 1883, S. 175). Ueber den Porphyr von Oberneisen siehe auch A. v. Lasaulx, Sitzungsber. natur. Ver. Rheinl.-Westf., 41. Jahrg., S. 163—166. Bonn 1884.

[4]) In Bd. V des Jahrb. preuss. geolog. Land.-Anst. S. XXXV. Berlin 1885; siehe auch C. Lossen in demselben Jahrbuch S. 105, Anmerkung 1.

[5]) A. Hilger im N. Jahrb. Min. 1879, S. 127.

masse, in welcher eingesprengt liegen: Orthoklas, etwas Plagioklas, wenig Hornblende, ziemlich viel Magneteisen (titanhaltig), Kupferkies [1]).

Auf der Südostseite der Porphyrmasse bei Oberneisen liegt ein Roteisensteinlager, an dessen Kontakt der Porphyr schiefrig wird, eine Erscheinung, welche wir bei den Porphyren im Lennegebiete kennen lernten. Auch werden die Porphyre bei Oberneisen und Diez begleitet von Tuff- und Konglomeratschichten, welche sowohl an den Rändern als mitten zwischen den massigen Porphyren erscheinen.

c. Quarzporphyre im Hunsrück.

Auf der linken Rheinseite kommen im Unterdevon des Hunsrück an zwei Orten Quarzporphyre vor: eine grössere Partie am nördlichen Abhange der Stronzbuscher Hardt in der Nähe von Gornhausen, 6 km südwestlich Bernkastel an der Mosel: in diesem Quarzporphyre liegen grössere Tafeln von Biotit ausgeschieden [2]). Einen zweiten Quarzporphyr machte Lasaulx [3]) bekannt von Rhaunen am Idarwald mitten auf dem Hohen Hunsrück gelegen; der Porphyr bildet dort in unterdevonischen Schiefern und Grauwacken eine ziemlich mächtige stockförmige Einlagerung. Das fast weisse Gestein zeigt in einer feinkörnigen Grundmasse hellbraune Glimmerblättchen und 1—2 mm grosse Krystalle von Feldspat; unter dem Mikroskop löst sich die Grundmasse ganz in Quarz und Feldspat (Orthoklas und Plagioklas) auf, so dass Lasaulx diesen Quarzporphyr zu dem Typus „der Mikrogranite mit porphyrischer Ausbildung“ stellt und ihn mit den Quarzporphyren vom Donnersberg in der Pfalz vergleicht. Der Lagerung nach können diese beiden Quarzporphyre von Gornhausen und von Rhaunen als intrusive Tiefen- oder einfach als Ganggesteine aufgefasst werden; jedenfalls sind sie jünger, als das umlagernde Unterdevon, und könnten sie dasselbe permische Alter wie die Quarzporphyre im Saar-Nahegebiete besitzen.

d. Quarzporphyr von Bierghes.

In Steinbrüchen nahe Bierghes bei Hal, 20 km oberhalb Brüssel, werden Flaserporphyre gebrochen, welche bis 300 m mächtige Lager in den untersilurischen Phylliten von Süd-Brabant bilden; in einer dichten porphyrischen Grundmasse liegen Krystalle von Orthoklas (auch Plagioklas) und Quarz; die schiefrig-flasrigen Partien des Gesteines enthalten zwischen den wohl charakterisierten Porphyrflasern chloritische und sericitische Substanzen, welche, in der Richtung der ursprünglichen Fluctuationsstruktur des Eruptivgesteines liegend, wohl durch Verwitterung und Umsatz eines Teiles der porphyrischen Grundmasse entstanden sind. Dieser Flaserporphyr von Bierghes ist daher wohl am

[1]) Th. Petersen, N. Jahrb. Min. 1872, S. 593.

[2]) H. v. Dechen, Geologische Uebersicht der Rheinprovinz und Westfalen S. 30. Bonn 1884.

[3]) A. v. Lasaulx, Beiträge zur Kenntnis der Eruptiv-Gesteine im Gebiete der Saar und Mosel. Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., 35. Jahrg., S. 229—232. Bonn 1878.

ehesten zu vergleichen mit den ähnlichen Porphyren der Lennegegend, wie diejenigen der Bruchhäuser Steine [1]); er enthält 67,82 % Kieselsäure [2]).

e. Kersantit.

Einige schmale Gänge dieses den Glimmerporphyriten nahestehenden Gesteines durchsetzen die Taunusphyllite bei Kiedrich oberhalb Eltville im Rheingau [3]) und die Hunsrückschiefer auf der Nordseite des Taunuskammes in der Gegend von Bad Langenschwalbach, nämlich bei Adolfseck im Aarthal unterhalb Schwalbach und bei Heimbach an der Strasse nach Schwalbach [4]). Die äusserst zähen Gesteine bestehen aus dunkelbraunem Glimmer (Magnesia-Kali-Gl.) und Plagioklas; daneben zersetzter Augit, etwas Magneteisen, Eisenkies und Apatit; sekundär ausgeschieden Quarz, Kalkspat und Bitterspat.

Wenn die Glimmerblättchen vorwiegen, erscheint das Gestein fast dicht, dunkelbraunschwarz; bei vorherrschenden Feldspäten aber wird es heller und grobkörnig. Unter dem Mikroskop sehen wir grössere Feldspatkrystalle und grosse Glimmerblätter in einer hellen Feldspatgrundmasse inneliegen. Die chemische Analyse ergibt für den feinkörnigen Kersantit von Adolfseck I und den mittelkörnigen von Heimbach II die folgende Zusammensetzung:

	I.	II.
SiO^2	54,94	53,16
Al^2O^3	7,68	7,96
Fe^2O^3	9,58	9,24
FeO	4,37	4,77
MnO	1,53	1,23
MgO	3,03	3,05
CaO	5,11	6,64
CO^2	4,32	4,08
P^2O^5	0,91	1,20
Ka^2O	4,03	3,06
Na^2O	2,47	2,97
H^2O	1,49	1,77
S	0,09	0,17
Fe	0,22	0,04
	99,77	99,35
	Spez. Gew. = 2,75	Spez. Gew. = 2,86

[1]) Solche Flaserporphyre bezeichnete C. Lossen (Sitzungsber. naturf. Freunde 1883, S. 176) als „Pseudoporphyroïde“, wegen ihrer teilweisen Aehnlichkeit mit den porphyroïdischen Schichtgesteinen, den Porphyrtuffen (siehe unten); da aber die „Porphyroïde“ ihren Namen erhielten, weil sie Pseudoporphyre sind, so ist es besser, den alten Namen Flaserporphyre beizubehalten.

[2]) A. Renard, Les porphyres de Bierghes, in Bull. Acad. roy. Belg., 55. Jahrg., S. 254–280. Bruxelles 1885.

[3]) C. Koch, Erläuterungen zur geolog. Karte von Preussen, Blatt Eltville, S. 50. Berlin 1880.

[4]) E. Zickendrath, Der Kersantit von Langenschwalbach in Nassau, Inaug.-Diss. Würzburg 1875, und C. Koch, Erläuterungen zu Blatt Langenschwalbach, S. 19. Berlin 1880.

Das mittelkörnige Gestein, wie es Zickendraht von Heimbach beschreibt, wird am Kontakt gegen den Thonschiefer sehr feinkörnig. Nach C. Koch [1]) bildet der Kersantit bei Langenschwalbach einen einzigen, sehr langen Gang von 1—5 m Breite, dem Nordost-Streichen des Hunsrückschiefers parallel, jedoch nicht immer ganz concordant im Nordwest-Fallen den Schichten eingelagert. Die nordöstliche Fortsetzung des etwa 5 km weit verfolgten Kersantitganges erkannte C. Koch in einigen Kersantitfunden bei Hambach und Ehrenbach, südwestlich Idstein, Fundorten von „Glimmerporphyr", welche schon von E. Stifft [2]) erwähnt werden.

f. Porphyrtuffe.

(Porphyroïde, C. Lossen.)

Wie die Porphyre auch in anderen Gebirgen häufig von Tuffen und Breccien begleitet werden — gerade wie die Diabase von den Schalsteinen —, so finden sich auch im rheinischen Schiefergebirge derartige Tuffe, besonders in dem Lennegebiete zusammen mit den oben erwähnten Quarzporphyren, und in den Ardennen. Diese dünnschichtigen Tuffgesteine, in welchen — analog den Schalsteinen der Diabase — das Material der vulkanischen Porphyraschen gemischt ist mit demjenigen der devonischen Thonschiefer und Phyllite, sind häufig schwer zu unterscheiden von den echten flasrigen oder schiefrigen Porphyren, wie sie z. B. bei Pasel an der Lenne, oder in den Bruchhäuser Steinen, ebenfalls als concordante Einlagerungen im Calceolaschiefer erscheinen [3]). Bei dieser Schwierigkeit der petrographischen Unterscheidung sind daher Funde von Versteinerungen in Porphyrtuffen ganz besonders wichtig: H. v. Dechen gab bereits in seiner Abhandlung über die Lenne-Porphyre vom Jahre 1845 an [4]), dass in „einer der mit grossen weissen Feldspatkrystallen ganz erfüllten, sehr schiefrigen Abänderungen" des Porphyrs vom Steimel bei Schameder, im Quellgebiet der Eder, das wohlerhaltene Schwanzschild eines Homalonotus gefunden wurde; C. Lossen gibt an, dass er in dem ausgezeichnet flasrigen Porphyr vom Töteberg bei Altenhundem, allerdings in einer der felsitischen Grundmasse inne liegenden Thonschieferflaser, „einen zierlichen, wohl erhaltenen Tentaculiten" entdeckte [5]).

Desgleichen gehören hierher die früher als „Feldspatgrauwacken" bezeichneten versteinerungsreichen Schichten im Unterdevon auf der

---

[1]) C. Koch, Erläuterungen zu Blatt Platte der geolog. Spezialkarte von Preussen, S. 30. Berlin 1880.

[2]) L. E Stifft, Geognostische Beschaffenheit des Herzogtums Nassau, S. 384. Wiesbaden 1831.

[3]) Einen echten Flaserporphyr, dessen Flaserung meist eine Fluktuationsstruktur zu Grunde liegt, von einem geschichteten Porphyrtuff zu unterscheiden, ist nach einem Handstück oder einem Dünnschliff oft gar nicht möglich. Vgl. a. a. O. H. B. Mehner 1877 nnd C. Lossen 1883.

[4]) Karsten und Dechens Arch. für Min., Bd. 19, S. 420. Berlin 1845.

[5]) Zeitschr. deutsch. geolog. Ges., Bd. 21, S. 331, Berlin 1869, und Sitzungsber. naturf. Freunde. Berlin 1883, S. 165, Anmerkung 3.

Nordseite des Taunus, z. B. vom Hausberge, bei Nauheim in der Wetterau [1]), von Wernborn [2]) und Bodenrod [3]) bei Usingen, von Mauloff [4]) südöstlich Camberg und von Singhofen [3]) südöstlich Nassau.

Gesteine, welche zarte Organismeureste einschliessen, können keine glühenden Laven gewesen sein; wir dürfen solche porphyrartigen Gesteine mit Versteinerungen unbedingt für Porphyrtuffe halten [5]); dieselben wurden von C. Lossen „Porphyroïde" genannt [6]).

Die Porphyrtuffe sind dünnschichtige bis flasrige, zuweilen massig aussehende Sedimente von grauen, grünlichen, graugelben Farben; sie besitzen eine dichte oder feinkörnige Grundmasse, in welcher Feldspäte (Orthoklase, auch Plagioklase) in scharf ausgebildeten oder in abgerundeten Krystallen [7]), daneben Quarz in Körnern und wohl ausgebildeten Doppelpyramiden, meist auch zahlreiche grosse und kleine Stücke und Fetzen von Thonschiefern eingebettet liegen; die Mengen dieser eingesprengten Krystalle und Einschlüsse variieren stark, doch herrschen die Feldspäte stets vor. Die Grundmasse ist oft eine so dichte, dass sie sich auch unter dem Mikroskop schwer in erkennbare Mineralteile zerlegen lässt; wird sie feinkörniger, so lassen sich in derselben Feldspäte, Quarze und sehr feinblättrig-verfilzte, sericitische Glimmer erkennen; eine chemische Analyse der Grundmasse des Porphyroïds von Mairus an der Maas ergab 73,62 % Kieselsäure bei 3,81 % Kali und 2,31 % Natron [8]).

Im Gebiete des rheimischen Schiefergebirges erscheinen die Porphyroïde stets in concordant eingelagerten Schichten, meist nur in einer Mächtigkeit von wenigen Metern, zuweilen aber und zwar besonders im Lennegebiete bedeutend anschwellend. Wir begegnen diesen Porphyrtuffen

---

[1]) E. Dieffenbach, Erläuterungen zur geolog. Karte des Grossh. Hessen. Sektion Giessen, S. 13. Darmstadt 1856: „versteinerungsführende Schiefer mit Albitkrystallen". Desgl. A. Streng, Zeitschr. deutsch. geolog. Ges., 1875, S. 734.

[2]) C. Lossen, Jahrb. preuss. geolog. Landesanst., Bd. V, S. 105, Anm. 2. Berlin 1885.

[3]) Siehe oben S. 52.

[4]) C. Koch und E. Kayser, Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte von Preussen, Blatt Feldberg, S. 15. Berlin 1886

[5]) Solche Funde von Versteinerungen im angeblichen Porphyr wurden früher natürlich von Ultra Neptunisten als Beweis für eine sedimentäre Entstehung aller Eruptivgesteine angeführt; siehe G. Bischoff, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Bonn 1866, Bd. III, S. 327, und Bd. II, S. 317.

[6]) C. Lossen nannte die abnormalen schiefrigen porphyrartigen Gesteine des Harzes zuerst Porphyroïde in Zeitschr. deutsch geolog. Ges, Bd. 21, S. 330. Berlin 1869. Siehe auch C. Lossen, Ueber die Porphyroïde des Harzes in ders. Zeitschr, Bd 27, S 967—971. Berlin 1875, und die oben genannte Abhandlung C. Lossens, Ueber Porphyroïde unter besonderer Berücksichtigung der sogenannten Flaserporphyre in Westfalen und Nassau, Sitzungsber. naturf. Freunde, S. 154—178. Berlin 1883.

[7]) Die Orthoklaskrystalle im Porphyroïd von Mairus an der Maas sind meist 0,5—2 cm, viele 3—4 cm, einzelne 8—10 cm gross, siehe de la Vallé-Poussin und Renard. Mém. sur les roches plutoniennes de la Belgique etc. Bruxelles 1876, S. 171, und dieselbe Zeitschr deutsch. geol. Ges. 1876, S. 755.

[8]) Siehe die Analyse bei de la Vallée-Poussin und Renard, Mém. 1876. S. 171. — Eine andere Analyse der Grundmasse desselben Porphyroïds von Mairus ergab 67,63 % SiO^2, 3,38 % Ka^2O und 3,94 Na^2O, Annal. Soc. géolog. Belg., Bd. 11, S 195. Bruxelles 1875.

im Unterdevon und zwar in den Haliseritenschiefern (siehe oben S. 52) auf der Nordseite des Taunus an den obengenannten Orten und in Begleitung der Porphyre an der Lahn; eine grössere Verbreitung gewinnen dieselben in Verbindung mit den Porphyren im Lennegebiete. Ausser dem durch den Homalonotusfund berühmten Gesteine vom Steimel bei Schameder gehört nach C. Lossen [1]) hierher der Zug von „Porphyroïdischen Schichtgesteinen", welcher im Streichen der Calceolaschiefer an zahlreichen Punkten von Veischede über Bilstein und Altenhundem bis Hundesassen bei Schmallenberg an der Lenne zu verfolgen ist [2]).

Nach H. v. Dechens Beschreibung (a. a. O. 1845, S. 419—420) ist der Porphyrtuff vom Steimel bei Schameder eine flasrige, grünlichgraue Gesteinsmasse, mit Fettglanz (durch Sericitfilz) auf den Schieferungsflächen; teils kleine, teils grosse und sehr auffallende einzelne Feldspatkrystalle, sowie kleine und grosse Schieferstückchen liegen eingesprengt in der feinkörnigen Masse des Porphyroïds. Die deutlich geschieferten Schichten des Porphyrtuffes fallen parallel den umlagernden devonischen Thonschiefern 80° in Süd ein; ein grosser Steinbruch entblösst die Schichten auf der linken Seite des kleinen Thales, welches zur Eder hinabführt.

Am längsten bekannt und durch de la Vallée-Poussin und Renard vortrefflich beschrieben sind die Porphyroïde, welche den cambrischen Phylliten des Massives von Rocroi in den Ardennen (oben S. 18) und den untersilurischen Phylliten von Süd-Brabant (oben S. 22) in concordanten, wenige Meter mächtigen Schichten einlagern, besonders die feldspat- und quarzreichen Porphyroïde von Mairus und Laifour im Maasdurchschnitt zwischen Deville und Revin in den Ardennen [3]).

4) Die Melaphyre und Porphyre im Saar-Nahe-Gebiete [4]).

Keine andere Gegend der niederrheinischen Gebirge ist so erfüllt mit Eruptivgesteinen, wie das Saar-Nahe-Gebiet: im Bereiche der unteren

---

[1]) C. Lossen, Ueber Porphyroïde in Westfalen und Nassau, Sitzungsber. nat. Freunde. Berlin 1883, S. 166.

[2]) Siehe die Karte bei H. v. Dechen, Die Feldspatporphyre in den Lennegegenden, Taf. I, in Karsten und Dechens Archiv für Min., Bd. 19. Berlin 1845.

[3]) Die massenhaft in dem Porphyroïd der Schlucht von Mairus eingesprengten Feldspat- und Quarzkrystalle sind nicht im geringsten verquetscht durch irgend welche Druckwirkung, daher protestieren de la Vallée-Poussin und Renard mit Recht energisch gegen die Theorie von A. v. Lasaulx und J. Lehmann, als wenn diese Porphyroïde aus den Ardennen durch Gebirgsdruck schiefrig gewordene Porphyre seien; die Feldspäte sind zumeist ringsum wohl ausgebildete Krystalle mit ganz scharfen Kanten: „ils présentent presque toujours des contours rectilignes d'une admirable netteté." (Annal. Soc. géolog. Belg., Bd. 12, Mem., S. 19. Liège 1885.) Siehe dagegen A. v. Lasaulx in Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., 40. Jahrg., S. 110—139, Bonn 1883, und J. Lehmann, Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine, S. 104—105. Bonn 1884.

[4]) Ueber die Eruptivgesteine im Saar-Nahe-Gebiete siehe:
E. Weiss und H. Laspeyres, Geognostische Uebersichtskarte des kohlenführenden Saar-Rhein-Gebietes. Berlin 1868.

Rotliegenden Schichten zeigt uns fast jedes Thalprofil einen häufigen Wechsel von eruptiven Lagern und sedimentären Sandsteinen; im nördlichen Teile des Gebietes zwischen Birkenfeld, Baumholder und Kirn werden gegen 500 qkm Landes fast ununterbrochen von zahlreichen Melaphyrströmen bedeckt; die höchste Erhebung des Gebietes, der Donnersberg 687 m, ein breiter Rücken, besteht ganz aus Quarzporphyr. Die Mehrzahl der weit ausgebreiteten Melaphyr- und Porphyrdecken im Saar-Nahe-Gebiete dürfen wir jedenfalls zu den effusiven Strömen rechnen, gleichzeitig entstanden mit den umlagernden sedimentären Schichten; daher finden wir auch so häufig bei den Melaphyren die Mandelsteinstruktur, und oft eine glasig erstarrte Grundmasse. Sehr viele Melaphyre und Porphyrite brachen aus dem Innern der Erde hervor während der Bildungszeit des Unteren Rotliegenden (Cuseler und Lebacher Schichten, siehe oben S. 152); die meisten Melaphyr- und Porphyritströme lagern in der Grenzzone zwischen der unteren und der oberen Rotliegenden Abteilung, daher „Grenzmelaphyre“ genannt; einige Melaphyrlager in den älteren Stufen, wie dasjenige im unteren Kohlengebirge bei St. Ingbert (oben S. 145 und 152) und diejenigen in den Ottweiler Schichten des Spiemont bei St. Wendel mögen als intrusive Lagergänge anzusprechen sein [1]). Im Oberen Rotliegenden fehlen Eruptivgesteine vollständig.

Gegenüber der grossen Zahl von Lagern ist es auffallend, dass bisher so wenig Gänge oder Apophysen der Eruptiva im Saar-Nahe-Gebiet bekannt wurden. Laspeyres erwähnt einen 3—4 m mächtigen Gang von sehr feinkörnigem Melaphyr, welcher das etwa 150 m mächtige Lager eines körnigen Porphyrites (Augit-Bronzitporphyrit) am Norheimer Tunnel oberhalb Münster am Stein quer durchbricht [2]) (Profil 50).

H. Laspeyres, Kreuznach und Dürkheim a. d. Hardt, in Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 1867, S. 803—922.

A. Streng, Bemerkungen über die krystallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes, im N. Jahrb. Min. 1872, S. 261—280 und S. 371—388. — Derselbe, Mikroskop. Untersuchung einiger Porphyrite und verwandter Gesteine aus dem Nahe-Gebiete, im N. Jahrb. Min. 1873, S. 225—241.

B. Kosmann, Geognost. Beschreibung des Spiemont bei St. Wendel, in Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf., 25. Jahrg., S. 239—298, mit 2 Tafeln. Bonn 1868.

A. Leppla, Der Remigiusberg bei Cusel, im N. Jahrb. Min. 1882, Bd. II. S. 101—138, mit 1 Tafel.

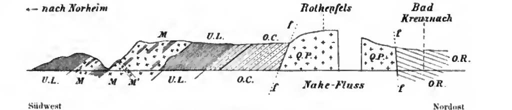
H. Laspeyres, Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Steinkohlengebirge und Rotliegenden zwischen der Saar und dem Rheine, in Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf., 40. Jahrg., S. 375—390. Bonn 1883.

C. Lossen, Ueber die Gliederung des sogenannten Eruptivgrenzlagers im Oberrotliegenden zwischen Kirn und St. Wendel, im Jahrb. preuss. geolog. Land.-Anst., Bd. IV. S. XXI—XXXIV. Berlin 1884.

C. Lossen, Ueber Palatinit und die Melaphyrfrage im Saar-Nahe-Gebiet, in Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 1886, S. 921—926.

[1]) Es ist schwer, einen intrusiven Lagergang von einem effusiven Lager zu unterscheiden. Wenn H. Laspeyres (a. a. O. 1867) die Mehrzahl der Melaphyr- und Porphyrlager im Saar-Nahe-Gebiete für intrusive Massen erklärt, so ist er noch den Beweis für diese Ansicht schuldig geblieben, obwohl er später nochmals diese Frage behandelte im N. Jahrb. Min. 1872, S. 622—627.

[2]) H. Laspeyres a. a. O. 1867, S. 863. Da dieser Gang, welcher jetzt mit 40° in Ost einfällt, jedenfalls ursprünglich vertikal aufstieg, so dürfte das Lager



Profil 50 (Massstab 1 : 10.000)
durch die Rotliegenden Stufen mit Melaphyrlagern und Quarzporphyr am linken Naheufer von Norheim über den Rotenfels bis nach Kreuznach, nach H. Laspeyres 1867, Taf. XV, Fig. 4 b[1].

Q.P. Quarzporphyr des Nahedurchbruches bei Münster am Stein
O. C. Obere Cuseler Schichten
U. L. Untere Lebacher Schichten.
M[1] Melaphyrlager mit Schiefereinlagerungen.
M Melaphyrgang quer durch die Melaphyrlager.
O. R. Oberes Rotliegendes
ff Verwerfungen

[1] Siehe auch dasselbe Profil bei J. Nöggerath, Das Gebirge in Rheinland-Westfalen, Bd. IV, Taf. II, Fig. 3. Bonn 1826

Desgleichen sieht man am Westabhange der Kirburg bei Kirn einen Melaphyrgang die Rotliegenden Schichten durchbrechen (Profil 48).

Wichtig für die Altersfolge der verschiedenen Eruptivgesteine ist es, dass nach dem Zeugnis von Lossen und Laspeyres (a. a. O. 1867, S. 862) beim Bau des Norheimer Tunnels mehrere Stücke des zwischen Münster und Kreuznach anstehenden Quarzporphyres eingeschlossen im Porphyritlager angetroffen wurden; umgekehrt dagegen wurden bisher noch keine Stücke von Melaphyr oder Porphyrit in den Quarzporphyren aufgefunden; aus diesem Verhältnis könnte geschlossen werden, dass die Quarzporphyre im Saar-Nahe-Gebiete älter sind als die dortigen Melaphyre und Porphyrite.

a. Die Melaphyre und Porphyrite.

Die schwarzen und grauen Plagioklas-Augitgesteine des Saar-Nahe-Gebietes bezeichnete man früher alle mit dem gemeinsamen Namen der „Melaphyre", bis die genauere mikroskopische Untersuchung eine Reihe von verschiedenen Typen unter diesen sogenannten Melaphyren unterscheiden lehrte [1]). Allerdings wurden nunmehr von den Petrographen fast zu viele verschiedene Namen für diese Gesteine angewendet, so dass die ehemaligen Melaphyre des Saar-Nahe-Gebietes, je nachdem die eine oder andere Ursache verschiedener Gesteinsausbildung mehr hervorgehoben wurde, bezeichnet wurden als: Diabas, Olivindiabas, Porphyrit, Augitporphyrit, Diabasporphyrit, Melaphyr, auch als Gabbro und quarzfreier Orthoklasporphyr: für die Augit-Bronzitporphyrite stellte Laspeyres den neuen Namen „Palatinite" auf [2]).

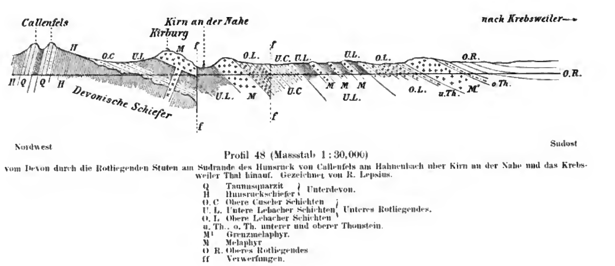
Da dem Geologen die Gesteine in erster Linie geologische Körper sind, so können wir allerdings den Petrographen darin nicht folgen, dass wir das Gestein ein und desselben Lavastromes an der einen Stelle des Stromes Diabas, an einer anderen Augitporphyrit, an einer dritten Melaphyr nennen, sondern wir werden die Eruptivströme nach ihren Haupttypen benennen und dann im einzelnen die vom Haupttypus abweichenden petrographischen Strukturen angeben, so werden

---

wohl einst horizontal ausgebreitet gewesen sein, während es jetzt mit 45° in West einfällt; bei der Faltung der Rotliegenden Stufen wurde das Eruptivlager mit aufgerichtet.

[1]) Siehe H. Rosenbusch, Massige Gesteine, 1. Aufl. S. 287—290, S. 383—384. 1877; 2. Aufl. S. 221. 1886, und die oben citierten Arbeiten von Laspeyres, Streng und Lossen.

[2]) N. Jahrb. Min. 1869, S. 516. — C. Lossen erkannte zuerst, dass der früher für Enstatit gehaltene rhombische Augit dieser Gesteine ein Bronzit sei, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. 1884; siehe auch H. Rosenbusch, Massige Gesteine, 2. Aufl., 1886, S. 204. — C. Lossen hat auch Steinigers Bezeichnung „Tholeiit" für die doleritartigen Melaphyre wieder aufnehmen wollen, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1886, S. 922. — Ueber die Bezeichnung „Diabas" für Gesteine aus dem Saar-Nahe-Gebiete sagt C. Lossen in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1886, S. 925, sehr treffend: „eine einseitige Betonung von Diabastypen unter den basischen Mesoplutoniten ist um so weniger gerechtfertigt, als die Summe aller Eigenschaften die Melaphyre den Doleritbasalten sichtlich näher stellt als den Diabasen." Siehe hierüber auch C. Lossen, Ueber die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. IV, S. 486—513. Berlin 1884.



Profil 48 (Massstab 1 : 30,000)

vom Devon durch die Rotliegenden Stufen am Südrande des Hunsrück von Callenfels am Hahnenbach über Kirn an der Nahe und das Krebsweiler Thal hinauf. Gezeichnet von R. Lepsius.

Q	Taunusquarzit	Unterdevon.
H	Hunsrückschiefer	
O. C	Obere Cuseler Schichten	Unteres Rotliegendes.
U. L.	Untere Lebacher Schichten	
O. L.	Obere Lebacher Schichten	
u. Th., o. Th.	unterer und oberer Thonstein.	
M[1]	Grenzmelaphyr.	
M	Melaphyr	
O. R.	Oberes Rotliegendes	
ff	Verwerfungen.	

wir z. B. von einer Augitporphyritdecke sprechen können, welche nach ihrer Hauptmasse durch diesen Namen als ein Augit-Plagioklasgestein mit feldspatreicher porphyrischer Grundmasse gekennzeichnet wird, und hinzusetzen, dass das Gestein in bestimmten Teilen der Decke eine körnige oder glasige Grundmasse annimmt, eine dichte oder eine Mandelsteinstruktur besitzt, an accessorischen Mineralien mehr oder weniger Olivin, Bronzit, Hornblende, Glimmer oder Quarz aufnimmt etc.

Dass eine solche Anordnung der Plagioklas-Augitgesteine nach ihrer geologischen Erscheinung möglich ist, hat C. Lossen in seiner vortrefflichen Abhandlung über die Gliederung des Eruptivgrenzlagers zwischen Kirn und St. Wendel bewiesen (a. a. O. 1884); wir geben daher weiter unten die Resultate dieser Arbeit wieder.

Die beiden verbreitetsten Typen der Plagioklas-Augitgesteine im Saar-Nahe-Gebiete sind die Augitporphyrite [1]) und die echten Melaphyre: jene sind graue, feldspatreiche Augitgesteine ohne Olivin (oder nur spärlich vorhanden), oft mit braunem Glimmer, mit Hornblende und mit Bronzit; ihr Gehalt an Kieselsäure beträgt 55—65 %, in dem quarzhaltigen Gestein von der Spitze des Lembergs sogar 66,76 % [2]). Die Melaphyre sind schwarze Augitgesteine mit weniger Feldspat, als die Augitporphyrite besitzen, dagegen mit reichlichem Olivin, ohne Quarz, Glimmer und Hornblende; daher sind die Melaphyre basischere Gesteine als die Augitporphyrite und enthalten nur 45—55 % Kieselsäure.

Ganz frisches Material findet man selbst unter den krystallglänzenden schwarzen Melaphyren selten; im Mikroskop lassen in der Regel auch die scheinbar frischesten Gesteine eine beginnende Trübung der Feldspäte, eine Chloritisierung der Augite und eine Serpentinisierung der Olivine erkennen; am wenigsten betroffen von den wässrigen Umsätzen zeigen sich noch die glasreichen Gesteinstypen. Durch die Verwitterung nehmen die äusseren Zonen der schwarzen und grauen Melaphyr- und Porphyritdecken meist rötliche und rotbraune Färbungen an infolge der Oxydierung des Eisengehalts.

Auch Kontaktwirkungen dieser Eruptivgesteine auf die durchbrochenen sedimentären Schichten sind aus dem Saar-Nahe-Gebiete bekannt. C. Lossen [3]) gibt an, dass am Melaphyr des Schaumberges bei Tholey ein Schieferthon der Lebacher Schichten in Bandhornfels umgewandelt ist; dieses Kontaktgestein, in welchem kleine Orthoklase (auch etwas Plagioklas), Rutilnadeln und chloritische Substanzen liegen, besitzt einen Gehalt an Kieselsäure von 56,61 %, an Kali 4,49 % und an Natron 0,90 %. Durch die Eruptivlava veränderte Einschlüsse von Kalkstein, Schieferthon und Sandstein beschreibt A. Leppla in dem Augitporphyrit des Remigiusberges bei Cusel (siehe unten).

Die hier folgenden Analysen von Melaphyren und Augitporphyriten

[1]) Wir gebrauchen hier diesen Namen mit C. Lossen im Gegensatz zu dem Diabasporphyrit, dem porphyrischen Aequivalent der Diabase.

[2]) H. Laspeyres, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1867, S. 845, und C. Lossen, dieselbe Zeitschr. 1883, S. 211.

[3]) Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1877, S. 508.



aus dem Saar-Nahe-Gebiete geben Beispiele von der chemischen Zusammensetzung dieser Gesteine:[1])

Chemische Analysen von Melaphyren und Augitporphyriten im Saar-Nahe-Gebiete.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO^2 . .	51,11	54,61	58,02	58,97	59,43	65,86
Al^2O^3 .	16,85	21,26	16,35	15,73	16,52	16,78
Fe^2O^3 .	0,88	—	4,17	—	2,41	—
FeO . .	7,78	12,33	1,60	11,73	3,99	4,99
MgO . .	5,95	0,88	4,34	0,84	3,15	1,65
CaO . .	9,15	4,38	3,51	3,20	4,84	1,03
Ka^2O . .	2,22	0,62	3,05	0,65	2,27	3,55
Na^2O . .	3,45	5,11	2,97	5,43	3,37	4,43
H^2O . .	2,83	2,30	4,41	3,25	1,65	1,37
	100,22	101,49	TiO^2 0,30	99,80	CO^2 2,62	0,58
			MnO 0,51		100,25	100,24
			99,23			
Spez. Gew.	= 2,78	= 2,58		= 2,56		

In den über mehrere Quadratmeilen ausgebreiteten Flächen von Grenzmelaphyren der Gegend zwischen Birkenfeld, St. Wendel, Baumholder und Kirn an der Nahe unterscheidet C. Lossen [2]) mehrere übereinander geflossene Lavaformationen in drei Zonen verschiedenen Alters: die untere Zone der „Sohlgesteine“ enthält Melaphyre von dunkelgrauer Farbe; die Grundmasse derselben zeigt durch Parallellagerung der Feldspattäfelchen (Plagioklas, wenig Orthoklas) eine feinkörnigschuppige Struktur, sie ist oft geradezu vollkrystallin mit wenigen porphyrischen Einsprenglingen und spärlichem Olivin, braune oder grüne Hornblende und brauner Glimmer stellen sich hie und da ein neben dem meist in der feldspätigen Grundmasse versteckten Augit; Apatit, Magneteisen, seltener Titaneisen. Zwei Melaphyre dieser Zone

[1]) I. Schwarzer frischer Melaphyr (Plag. Aug. und reichlich Olivin), Eruptivdecke auf der Grenze zwischen der Unteren und Oberen Rotliegenden Abteilung im Aulheimer-Thal östlich Wendelsheim in Rheinhessen; R. Lepsius, Mainzer Becken S. 10. Darmstadt 1883. — Siehe auch die übereinstimmende Analyse eines nahe diesem anstehenden Melaphyrs bei H. Laspeyres, in Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf., 40. Jahrg., S. 379. Bonn 1883.

II. Schwarzer Melaphyr vom Mambächeler Hof nordöstlich Baumholder, nach J. Roth, Beiträge zur Petrographie, Abhandl. Akad. Wissensch. S. 76. Berlin 1870.

III. Grauer Augitporphyrit vom Remigiusberg bei Cusel, nach A. Leppla 1882, S. 28.

IV. Augitporphyrit mit glasiger Grundmasse vom Weiselberg bei Oberkirchen nordöstlich St. Wendel, nach J. Roth, Beiträge 1870, S. 78.

V. Augitporphyrit, graues, sehr frisches Gestein vom Nordwestfuss des Lemberges bei Oberhausen a. d. Nahe, nach H. Laspeyres, Zeitschr. 1867, S. 847.

VI. Augitporphyrit vom Bauwalde bei Hallgarten, Nordabhang des Berges, nach H. Laspeyres, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1867, S. 841.

[2]) C. Lossen, Ueber die Gliederung des sogenannten Eruptivgrenzlagers im Oberen Rotliegenden zwischen Kirn und St. Wendel, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. IV, S. XXI—XXXIV. Berlin 1884.

enthalten 56,92 und 57,73 % Kieselsäure. Bildung von Mandelsteinen fehlt der unteren Zone ganz oder findet sich erst im Hangenden derselben.

Die Melaphyre der Mittelzone sind typisch porphyritische Gesteine, sie besitzen im angewitterten Zustande meist eine rötlichgraue oder rotbraune, seltener eine lichte, fleischrote Farbe, im frischen Zustande eine grünlichgraue bis schwärzlichgraue, bei Reichtum an Glasbasis eine pechschwarze Farbe. Die Grundmasse erweist sich bald mosaikartig und dann bei stets vorherrschendem Feldspatpflaster oft quarzhaltig, bald mikrofelsitisch wie in den Quarzporphyren, bald glasgetränkt mit bräunlicher Glasbasis. In dieser Grundmasse liegen Augite eingesprengt, meist in chloritische Substanzen verwittert; daneben Einsprenglinge von Bronzit, von Plagioklas (Labrador) und Titaneisen, selten von Olivin; diese porphyrisch eingesprengten Krystalle sind nicht gross und nicht gedrängt, so dass die Grundmasse vorwiegt. Gesteine dieser Mittelzone enthalten nach neun Analysen durchschnittlich 58 % Kieselsäure (54,61—60,09 %). C. Lossen nennt diese Gesteine „Augitporphyrite“; die Pechsteinvarietät (mit Glasbasis) derselben ist bekannt vom Weiselberge (558 m hoch) bei Oberkirchen nordöstlich St. Wendel, sie kommt aber in der Mittelzone auch an anderen Orten vor, z. B. bei Niederbrombach westlich Oberstein an der Nahe[1]. Diese Augitporphyrite zeigen oft Mandelsteinstruktur.

Die „Dachgesteine“ sind zumeist typische Melaphyre mit schwarzer, basaltähnlicher, basisreicher Grundmasse, in welcher wasserhelle, glasige Plagioklase (Labrador) in langleistenförmigen Krystallen, grüne Augite in breitsäuligen Krystallen und Olivin porphyrisch ausgeschieden liegen. Daneben kommen Melaphyre mit wenig Basis oder vollkrystalline Gesteine vor, in welchen der Feldspatfilz fluidal die eingesprengten Olivine umschmiegt, während die Augite in der Plagioklasgrundmasse versteckt bleiben. Die Gesteine dieser hangenden Zone enthalten nur 44—52,5 % Kieselsäure; in ihnen erscheinen stets scharf begrenzte Oliyinkrystalle.

Ein gutes Beispiel für verschiedene Strukturen in ein und demselben Melaphyrlager bietet uns die Beschreibung des Remigiusberges bei Cusel von A. Leppla[2]. Am Ostabhange des langgestreckten, etwa 400 m hohen Berges wird das gegen 100 m mächtige Eruptivlager auf 5 km Länge durch das Glanthal, auf der Nordseite durch den Einschnitt des Cuselbaches aufgeschlossen; mit den auf- und unterlagernden Sandsteinen der Oberen Ottweiler-Stufe (siehe oben S. 152) fällt die Melaphyrdecke 20° in Westen ein. Der grösste Teil und der innere Kern des ausgedehnten Eruptivstromes besteht aus Augitporphyrit, dessen Grundmasse aus winzigen Feldspatleisten zusammengesetzt ist mit Einsprenglingen von tafelförmigen Plagioklas- und von Augitkrystallen; dagegen wird das Gestein im äusseren Mantel des Lagers feinkörniger, der Gegensatz zwischen

[1] Solche Porphyrit-Pechsteine vom Typus des Gesteins vom Weiselberg kennt Rosenbusch (Massige Gesteine 1. Aufl., 1877, S. 383) nach Handstücken auch aus der Gegend von Eckersweiler, südlich Baumholder gelegen (siehe oben die chemische Analyse des glasreichen Porphyrits vom Weiselberg).

[2] Im N. Jahrb. Min. Bd. II, S. 101—138 mit Tafel V, 1882.

der Grundmasse und den eingesprengten grösseren Krystallen verschärft sich und es stellt sich Glasbasis in dem Feldspatfilz der Grundmasse ein, ja an einer Stelle des Stromes entwickelt sich die Glasbasis reichlich und zeigt eine ausgezeichnete Fluidalstruktur. Der Augit dieses Gesteins setzt sich häufig in Hornblende um (Uralit) und verwittert wie gewöhnlich in chloritische Substanzen mit Ausscheidung von Kalkspat, Quarz und Magneteisen; die oben (S. 295) mitgeteilte chemische Analyse weist diesem Augitporphyrit seinen Platz unter den saureren Gliedern der Plagioklas-Augitgesteine des Saar-Nahe-Gebietes an.

Dieses Gestein vom Remigiusberg und die grünlichgrauen Gesteine vom Lemberge bei Oberhausen an der Nahe bezeichnet C. Lossen [1]) als quarz- und glimmerführende Augitporphyrite; solche Gesteine mit 60—67 % Kieselsäure seien die porphyrischen Aequivalente von augit- und glimmerführenden Quarzdioriten, nicht von den Diabasen, für deren porphyrische Aequivalente die Bezeichnung „Diabasporphyrit" und — wenn reichlich olivinhaltig — „Melaphyr" reserviert wird.

Wir würden danach neben die basischen, olivinreichen Melaphyre und neben die feldspatreicheren Augitporphyrite als dritten und sauersten Typus glimmer- und quarzhaltige Augitporphyrite zu stellen haben, und wir könnten in diesen Plagioklas-Augitgesteinen eine Annäherung erkennen an die Orthoklas-Quarzporphyre des Saar-Nahe-Gebietes, in welchen Porphyren neben dem Orthoklas auch recht häufig Plagioklas zu finden ist.

b. Die Quarzporphyre.

Die ausgedehnten stockförmigen Massen der Quarzporphyre im Saar-Nahe-Gebiete bestehen aus Gesteinen eines ziemlich gleichförmigen Typus: durch ihre helleren Farben und ihren hohen Gehalt an Kieselsäure lassen sich diese Gesteine leicht unterscheiden von den schwarzen, basischen Melaphyren, während die Quarz-Glimmerporphyrite, so die Gesteine vom Bauwald und Lemberge, sich, wie wir eben bemerkten, ihrem Aussehen und ihrer Natur nach mehr den echten Quarzporphyren nähern. Diese Porphyre sind hellrötliche, fleischrote bis violettrote, weisslich verwitternde Gesteine mit mehr oder weniger feinkörniger Grundmasse, in welcher grössere oder kleine Krystalle von Quarz, Feldspat und dunkelbraunem Glimmer eingesprengt liegen. Bei den Quarzporphyren der Umgegend von Kreuznach wiegen häufig die Einsprenglinge vor der porphyrischen Grundmasse vor, so dass die Gesteine vom Eichelberg bei Fürfeld, von Neubamberg, Wonsheim und aus dem Nahedurchbruch zwischen Münster und Kreuznach meist ziemlich grobkörnig aussehen; dagegen herrscht in der Regel die Grund-

[1]) C. Lossen, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1883, S. 211—213; die Porphyrite vom Lemberg, Welschberg, Bauwald und von anderen Orten im Gebiete der mittleren Nahe nannte Laspeyres (dieselbe Zeitschr. 1867, S. 839—852) „quarzfreie Orthoklasporphyre". Diese Gesteine enthalten aber vorwiegend Plagioklas, dann Augit, braune Hornblende, Biotit und mehr oder weniger Quarz.

masse vor den kleinen Einsprenglingen vor in den Porphyrmassen des Donnersberges, des Herrmanns- und Königsberges bei Wolfstein, des Porphyrgebietes im oberen Nahethale südlich von Birkenfeld und des Littremont nahe dem unteren Primsthale [1]). Feldspat (Orthoklas, daneben oft ziemlich viel Plagioklas) ist stets in grösserer Menge als der Quarz vorhanden; der braune Magnesiaglimmer erscheint häufig in sechsseitigen Täfelchen; auch kleine Granaten (Littremont) kommen vor. Wegen des Quarzgehalts zeigen die chemischen Analysen dieser Porphyre einen sehr hohen Gehalt an Kieselsäure, 70—75 %, wie aus den beistehenden Analysen ersichtlich ist: [2])

Chemische Analysen von Quarzporphyren aus dem Saar-Nahe-Gebiete.

	I.	II.	III.
SiO^2	70,50	71,24	71,75
Al^2O^3	13,50	16,16	15,15
Fe^2O^3	5,50	1,86	—
FeO	—	—	2,33
MgO	0,40	0,74	0,69
CaO	0,25	0,97	0,41
Ka^2O	5,50	6,55	7,07
Na^2O	3,55	1,43	1,24
H^2O	0,77	1,60	1,23
	100,07	100,55	99,87

Vergleichen wir diese Analysen der Quarzporphyre mit den oben (S. 295) mitgeteilten der Porphyrite, so erscheint der Unterschied in der Zusammensetzung der beiden Gesteinstypen, abgesehen von dem höheren Kieselsäuregehalt der ersteren, besonders deutlich in dem Vorwiegen des Kalis über den Gehalt an Natron, Kalk und Magnesia bei den Quarzporphyren, ein Umstand, der sich dadurch erklärt, dass in diesen Gesteinen der Kalifeldspat vorwiegt über den Kalk-Natronfeldspat und dass Augit und Olivin in denselben fehlen.

Die geologische Lagerung der grossen Quarzporphyrmassen im Saar-Nahe-Gebiete ist noch nicht hinreichend aufgeklärt, obschon in der Regel angegeben wird, dass dieselben in der Form von effusiven Decken ausgebreitet lägen; Laspeyres hielt sie für intrusive Lagergänge. Jedenfalls erscheinen die Quarzporphyre nicht wie die Melaphyre in häufiger Wechsellagerung mit den rotliegenden Schichten und nicht in

[1]) H. Rosenbusch nennt die Quarzporphyre des Saar-Nahe-Gebiets „Mikrogranite", welchen Namen er auch den porphyrisch ausgebildeten Randzonen echter Granite gibt. Massige Gesteine 2. Aufl. 1886, S. 380—383.

[2]) I. Roter Quarzporphyr, in dichter Grundmasse kleine Feldspäte und Quarze, wenig brauner Glimmer, von Kreuznach, nach J. Roth, Gesteinsanalysen 1861, S. 6.

II. Fleischroter Quarzporphyr, in der dichten Grundmasse viel Orthoklas (etwas Plagioklas), weniger Quarz und brauner Glimmer, vom Wonsheimer Wingertsberg in Rheinhessen, nach R. Lepsius, Mainzer Becken 1883, S. 12.

III. Quarzporphyr ähnlich dem unter II, vom Echelberg bei Fürfeld in Rheinhessen, nach H. Laspeyres, Zeitschr. 1867, S. 843.

concordanten Lagern zwischen denselben. Vielmehr bilden die Quarzporphyre mächtige Stöcke — Donnersberg, Rotenfels, Königsberg etc. —, deren Ränder meist mit Verwerfungen an den umliegenden Sedimenten abzuschneiden scheinen, wie es z. B. in dem umstehenden Profil der Fall ist (Profil 50, S. 300).

Da bei Münster am Stein die oberen Cuseler Schichten, am Königs- und Hermannsberge die Ottweiler Schichten von den Porphyrstöcken abfallen, so wäre es möglich, dass die Quarzporphyre im Saar-Nahe-Gebiete ursprünglich effusive Decken im oberen Kohlengebirge (Ottweilerstufe) gebildet hätten, und dass einzelne Teile dieser Decken, da, wo sie jetzt an die jüngeren rotliegenden Stufen angrenzen, passiv durchgestossen wären und daher mit Verwerfungen an denselben absetzen.

Bemerkenswert ist auch, dass den Quarzporphyren im Saar-Nahe-Gebiete die vulkanischen Tuffe, Breccien und Konglomerate zu fehlen scheinen, während für die Melaphyre die Thonsteine [1]) als vulkanische Tuffe gelten.

Die jüngeren Eruptivgesteine.

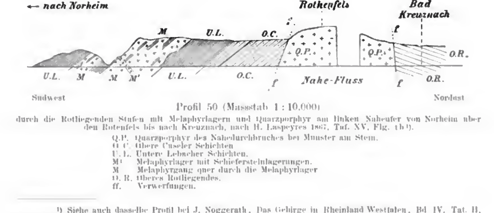
a. Das Siebengebirge bei Bonn.

Indem der Rhein aus dem Schiefergebirge hinaustritt in die flache Ebene der Kölnerbucht, bespülen seine Fluten den Westabhang eines schönen und interessanten kleinen vulkanischen Gebirges, welches seinen Namen trägt von den folgenden sieben Bergen, die von Bonn aus gesehen unter den vielen Kuppen deutlich hervorragen:

Grosse Oelberg	464 m	Petersberg	334 m
Löwenburg	459 „	Wolkenburg	328 „
Lohrberg	440 „	Drachenfels	325 „
Nonnenstromberg	336 „		

Der Spiegel des Rheins, am Fusse des Drachenfelsen, liegt etwa 48 m hoch über dem Meere. Die vielgerühmte Schönheit des Siebengebirges beruht wohl im wesentlichen darauf, dass eine reich bewaldete Gruppe von mannigfaltig gestalteten, nahe bei einander liegenden Bergen sich vereinigt mit der breiten, glänzenden Fläche des stolzen Stromes zu einem harmonischen Bilde. Wie diesen äusseren Anblick, so verdankt das Siebengebirge auch seine Entstehung der innigen Verbindung zweier verschiedener Gewalten: die Berge wurden einst aufgeschüttet aus Lavamassen, welche auf Spalten des unterlagernden devonischen Schiefergebirges aus dem Erdinnern hervorbrachen und an der Oberfläche zahlreiche Vulkane bildeten; aber die Gestalten dieser tertiären Vulkane sind längst zerstört durch die abtragenden und einschneidenden Gewässer; die einst weit ausgebreiteten Trachyt- und Basaltströme sind seit jener Zeit von dem Rhein und seinen Zuflüssen in viele einzelne Stücke zerschnitten, welche nun als Berge über den tiefen Thälern emporragen. Die äussere Form des Siebengebirges, wie

[1]) Siehe oben S. 147, Anm. 1.



Profil 50 (Massstab 1 : 10.000)
durch die Rotliegenden Stufen mit Melaphyrlagern und Quarzporphyr am linken Naheufer von Norheim über den Rotenfels bis nach Kreuznach, nach H. Laspeyres 1867, Taf. XV, Fig. 1b[1]).

Q.P. Quarzporphyr des Nahedurchbruches bei Münster am Stein.
O.C. Obere Cuseler Schichten
U.L. Untere Lebacher Schichten.
M' Melaphyrlager mit Schiefersteinlagerungen.
M Melaphyrgang quer durch die Melaphyrlager
O.R. Oberes Rotliegendes.
ff. Verwerfungen.

---

[1]) Siehe auch dasselbe Profil bei J. Nöggerath. Das Gebirge in Rheinland Westfalen. Bd IV, Taf. II, Fig. 3. Bonn 1826.

sie sich jetzt unsern Blicken darbietet, ist demnach vorwiegend das Werk der zerstörenden Erosionskräfte, obwohl die innere Masse der Bergkuppen aus vulkanischen Gesteinen gebildet wird.

Die Basis des Siebengebirges besteht aus den Schiefern und Grauwacken des Unterdevon, dessen Plateau von Südosten her rasch absinkt zum Rhein und zur unteren Sieg; auf dieser oft hervortretenden Unterlage breiten sich mächtige Schichten von tertiären Braunkohlenthonen und von Trachyttuffen aus, Schichten, welche den grösseren Teil der nördlich des Siebengebirges, bis gegenüber Bonn und Siegburg sich erstreckenden Terrasse „auf der Hardt“ zusammensetzen. Die tertiären Schichten und die Trachyttuffe werden durchbrochen von den Massen verschiedenartiger Trachyte und der Basalte.

Trachyte.

Zunächst über dem Rhein steigt in schroffer Wand der Trachyt des Drachenfelsen empor, abgesondert in mächtige rohe Pfeiler; er taucht hinab bis unter das Bett des Stromes. Auf der Südseite des Berges in der Schlucht über Rhöndorf lässt sich die Grenze zwischen dem Trachyt und den devonischen Schiefern bis 180 m hoch über dem Rhein verfolgen; ebenso steht das Devon neben dem Trachyt auf der Nordseite des Drachenfelsen noch 140 m über dem Flusse bis zum Kucksteine hinauf an: der Trachyt steckt also hier mitten im Devon als eine ca. 1000 m mächtige Gangmasse, welche quer vom Rhein angeschnitten ist. Vom Drachenfels aus ziehen sich die Trachyte nach Ostnordost hinüber bis Ittenbach und bilden auf dieser Strecke die Wolkenburg, den Schaller- und Geisberg, die Breiberge, den Lohrberg, die Scheerköpfe, die Perlenhardt und andere Berge; von diesem 5 km langen Haupttrachytrücken des Siebengebirges zweigt sich am Lohrberge ein Ausläufer nach Norden ab, auf welchem der Froschberg, die Rosenau und der Stenzelberg liegen. Abgesondert von diesen zusammenhängenden, aber nicht einheitlichen Trachytmassen stehen nahe nördlich der Wolkenburg der Hirschberg, und weiter getrennt vom Siebengebirge auf dem Plateau südlich desselben einige kleine Trachytkuppen um den Bruderkunzberg östlich über Honnef, einige mehr nördlich bei Aegidienberg und Hüvel, und endlich auf der linken Rheinseite ausser drei kleinen Partien im Rheinthale bei Oberwinter die 265 m hohe Trachytkuppe der Hohenburg bei Berkum, 6 km westlich vom Rhein gelegen; auch an dem kleinen Basaltkegel des Himprich auf der Höhe mitten zwischen Oberwinter und der Hohenburg tritt Trachyt zu Tage [1]).

Schmale Trachytgänge sind im Siebengebirge nicht selten: ein Gang aus schwarzem Trachyt (Hornblende-Andesit) im Trachyttuffe erscheint am Wege von Rhöndorf zum Löwenburgerhof am Fusse des Brüngelsberges zwischen Lohrberg und Löwenburg; andere Trachyt-

---

[1]) H. v. Dechen, Geognostischer Führer in das Siebengebirge am Rhein. Mit mineralogisch-petrographischen Bemerkungen von G. vom Rath. Mit geologischer Karte. S. 57. Bonn 1861.

gänge führt H. v. Dechen an in einem wichtigen Aufsatze [1]. Trachytgänge im Basalt des Siebengebirges sind nicht bekannt, jedoch umgekehrt Basaltgänge im Trachyt und im Trachyttuffe; hieraus und aus der allgemeinen Lagerung darf geschlossen werden, dass die Trachyte etwas älter sind als die Basalte des Siebengebirges, obwohl beide Gesteine während der miocänen Braunkohlenbildung hervorbrachen.

Die trachytischen Gesteine des Siebengebirges sondern sich in die folgenden Typen:

a. Das bekannte Gestein des Drachenfelsen, ein „Sanidin-Oligoklas-Trachyt", setzt nicht nur diese berühmte Felsklippe zusammen, sondern es bildet auch den ganzen Bergkamm jenseits der Wolkenburg, vom Schallerberg an über den Geisberg und Lohrberg bis zur Perlenhardt bei Ittenbach; auch verbreitet sich dasselbe Gestein auf der Südseite des Oelbergs über den Wasserfall bis zum Froschberg und zur Rosenau: es war dies wohl einst eine einzige zusammenhängende Decke dieser Trachytart, von welcher nur die Drachenfelsmasse abgetrennt war. Am Hochzelterberge nördlich der Abtei Heisterbach und am Possberge, am Südostabhang der Löwenburg, findet sich derselbe Trachyt an isolierten Punkten. Durch ungewöhnlich grosse [2], in der bläulichgrauen bis gelblichen feinkörnigen Grundmasse ausgeschiedene Krystalle von Sanidin besitzen diese Trachyte vom Drachenfelstypus eine ausgezeichnet porphyrische Struktur; die glasigen Feldspäte sind dünn, tafelförmig oder als quadratische Säulen ausgebildet; die Grundmasse enthält ebensoviel Sanidin als Oligoklas, und erweist daher die chemische Analyse derselben (unten I) einen gleich hohen Gehalt an Kali und Natron; zwischen den Feldspäten der Grundmasse findet sich nur wenig Glasbasis. Daneben liegen dunkle Glimmertafeln und etwas Hornblende; Apatit, Titanit und Magneteisen; wenig grüne Augite [3]. In den Hohlräumen und Klüften dieser stets mehr oder weniger verwitterten Trachyte sind ausgeschieden: Quarz, Tridymit, Plagioklas, Nephelin, Magneteisen und Eisenglanz. Der Kieselsäuregehalt der Trachyte vom Drachenfelstypus beträgt 64,21—67,08 %, das spezifische Gewicht 2,63—2,7 (siehe die chemische Analyse I unten).

b. Der Trachyt von der Hohenburg bei Berkum [4] auf der linken

---

[1] H. v. Dechen, Ueber die Lagerung der trachytischen Gesteine im Siebengebirge, Sitzungsber. nat. Ver. Rheinl.-Westfalen Jahrg. 36, S. 408. Bonn 1879.

[2] Die grössten Sanidine kommen im Trachyt der Perlenhardt vor, bis 60 mm lange Krystalle nach G. vom Rath. Trachyt der Perlenhardt, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1875, S. 329.

[3] Der durch Verwitterung poröse Trachyt vom Kühlsbrunnen, westlich unter der Löwenburg gelegen, ist nach H. Rosenbusch, Massige Gesteine 1887. S. 586, „voll lang nadelförmiger grüner Aegirinmikrolithe". Ueber dieses Gestein vom Kühlsbrunnen siehe auch H. v. Dechen, Siebengebirge 1861, S. 82—86.

[4] Dieser Trachyt wurde früher nach einer unrichtigen Analyse (von G. Bischof) für Quarztrachyt (Liparit) gehalten; siehe H. Laspeyres, Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf. Jahrg. 40, S. 391—396. Bonn 1883. — Ebenso ist der zweite deutsche Liparit gefallen: das Gestein von der kleinen Rosenau im Siebengebirge ist ein sekundär mit Opal getränkter Trachyt; siehe A. v. Lasaulx, Sitzungsber. nat. Ver. Rheinl.-Westf. Jahrg. 42, S. 119—127. Bonn 1885. — Opal ist im Siebengebirge überhaupt so viel abgesetzt, sowohl in den Braunkohlenschichten (Quegstein) als in den Trachyttuffen und in den Trachyten (z. B. die senkrecht aufsteigenden Gänge

Rheinseite weicht etwas vom Drachenfelsgestein ab, besonders dadurch, dass die porphyrisch ausgeschiedenen Sanidine klein (5 mm) bleiben; die weisse, feinkörnige Grundmasse des Gesteins besteht vorwiegend aus Sanidin (glasigem Kalifeldspat); daneben erscheinen in derselben Plagioklas, wenig Glasreste, etwas Hornblende und Magneteisen, Glimmer fehlt. Die chemischen Analysen von Bleibtreu [1]) und Laspeyres (unten Analyse II) weisen diesem echten Sanidin-Trachyte von der Hohenburg 66,06—66,37 % Kieselsäure zu.

c. Die wegen ihrer dunkleren Färbung von G. vom Rath [2]) „schwarze Trachyte" genannten Gesteine des Siebengebirges sind Andesite, und zwar je nach dem Vorherrschen der Hornblende oder des Augits als Hornblende- und Augit-Andesite zu bezeichnen, dieselben unterscheiden sich von den Sanidintrachyten durch die überwiegenden Plagioklase, welche freilich auch in den Drachenfels-Trachyten neben dem Sanidin in ziemlich grosser Menge auftreten.

Der Hornblende-Andesit bildet zwischen dem Drachenfels und dem Schallerberge eine grössere, gewiss einst in einer Decke zusammenhängende Masse der Wolkenburg, des Hirschberges, des Bolvershahnes und der Breiberge. Dasselbe Gestein bildet den Tränkeberg zwischen Lohrberg und Löwenburg, den grösseren Theil der Löwenburg, die Scheerköpfe, die Rosenau und den Stenzelberg. Diese trachytähnlichen Andesite enthalten in grauer bis schwarzbrauner Grundmasse Plagioklas, braune Hornblende, meist reichlich Biotit, mehr oder weniger Augit, auch Magneteisen, Apatit und Tridymit; wenig Sanidin; zuweilen Glasreste. Nach verschiedenen chemischen Analysen [3]) zeigen diese Andesite einen Gehalt an Kieselsäure von 50—60 % und ein spezifisches Gewicht von 2,6—2,8 (siehe unten die Analysen (II und IV).

Während in diesen Hornblende-Andesiten, und zwar besonders reichlich in denjenigen vom Bolvershahn, vom Tränkeberg und vom Possberge, bereits Augit neben der noch vorherrschenden Hornblende vorkommt, so darf der schwarze Trachyt von der kleinen Kuppe des Hemmerich nahe dem Bruderkunzberge östlich über Honnef und südlich des Siebengebirges gelegen in der That als Augit-Andesit bezeichnet werden [4]); das schwarzblaue, basaltähnliche Gestein enthält Plagioklas, wenig Sanidin, viel Augit, etwas Hornblende, Apatit und Magneteisen und eine glasreiche Grundmasse. Dieser Trachyt steht demnach dem Basalte nahe und verhält sich zu demselben etwa, wie der Augitporphyrit zum Melaphyr aus dem Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiete.

---

braunen Opals im Trachyt des Stenzelbergs), dass es wahrscheinlich wird, dass, wie so häufig in vulkanischen Gegenden, auch im Siebengebirge als letzter Ausläufer der vulkanischen Thätigkeit warme Kieselsäurequellen (Geysirs) aus der Erdtiefe ausgeflossen sind.

[1]) Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1883. S. 502.

[2]) G. vom Rath, Skizzen aus dem vulkanischen Gebiete des Niederrheins, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1860, S. 47 (siehe auch derselbe, Ein Beitrag zur Kenntnis der Trachyte des Siebengebirges. Bonn 1861).

[3]) J. Roth, Beiträge zur Petrographie, Abhandl. Akad. Wissensch. S. 122, Berlin 1870, und derselbe, Gesteinsanalysen S. 32. Berlin 1861.

[4]) A. v. Lasaulx, Ueber das Vorkommen und die Verbreitung der Augit-Andesite im Siebengebirge, Sitzungsber. nat. Ver. Rheinl.-Westf. Jahrg. 41, S. 155. Bonn 1884.

Trachyttuffe.

Die Trachyttuffe des Siebengebirges entstanden wie alle vulkanischen Aschen: die in den einstigen Vulkanen stehende glühende Trachytlava, in welcher bereits die Bildung von Krystallen begonnen hatte, wurde bei den fortdauernd wiederholten Eruptionen des Wasserdampfes zerstäubt zu Lapilli und Aschen, und diese kleinstückigen, zum Teil bimssteinartigen Massen aus den Kratern in die Luft geschleudert; das zerstäubte Material, mit dem Wasser niedergefallen und herabgeflösst, häufte sich schichtenweise auf in dem miocänen Meere, welches damals diese Gegend überflutet hatte [1]).

In den weissen bis bräunlichen, feinerdigen Aschenmassen des Siebengebirges liegen viele, mit aus den Kratern ausgeschleuderte Krystalle von Feldspäten, Glimmer, Hornblende, Magneteisen, auch als Seltenheit Hyacint (Zirkon) und Sapphir (Korund); sodann zahlreiche Stücke von Trachyten, von Lapilli und anderen vulkanischen Auswürflingen, viele Schiefer- und Grauwackenstücke des Unterdevon und auch Brocken von Graniten, Gneissen, Andalusitschiefern und andere in der Tiefe der vulkanischen Schlote abgerissene Stücke der krystallinen Grundlage [2]). Auch abgerollte Gesteinsstücke, besonders von Trachyten, liegen in den Trachyttuffen, deren Material ja überhaupt zum grossen Teil vom Regen und von den Bächen hinabgeflösst wurde in das miocäne Meer. Gute Aufschlüsse der bis 150 m mächtigen Trachytaschen findet man in den zahlreichen Schluchten nördlich der Wolkenburg, deren Wasser nach Königswinter hinabfliessen; so in der Ofenkuhle [3]), am Quegstein und in dem Hohlwege, „Hölle“ genannt, zunächst östlich über Königswinter. Die Trachyttuffe werden meistens von den Trachyten und Basalten gangförmig durchsetzt, so dass die Laven zum grossen Teil — wenn auch nur wenig — jünger sind als die Trachyttuffe, an denselben abschneiden oder sie überlagern: z. B. ist am Stenzelberg eine senkrechte Grenze zwischen dem Trachyt und dem Trachyttuff 20 m hoch aufgeschlossen. Jedoch gibt H. v. Dechen einige Stellen an, in welchen umgekehrt die Trachyttuffe auf den Trachyten auflagern sollen [4]).

---

[1]) Siehe oben S. 204: die Trachyttuffe im Siebengebirge wechsellagern mit den untermiocänen Braunkohlenschichten.

[2]) Siehe oben S. 15.

[3]) Siehe unten die chemische Analyse V des Trachyttuffes aus der Ofenkuhle.

[4]) H. v. Dechen, Ueber die Lagerungsverhältnisse der trachytischen Gesteine und des Trachyt- und Basaltconglomerats im Siebengebirge, Sitzungsber. nat. Ver. Rheinl.-Westf. Jahrg. 36, S. 402—414. Bonn 1879. — Es sind jedoch im Siebengebirge die sekundär und oberflächlich entstehenden Erosions- und Denudations-Trachytconglomerate noch nicht scharf abgetrennt worden von den primären eigentlichen Trachyttuffen. Auch ist noch festzustellen, ob neben den Trachyttuffen auch Basalttuffe im Siebengebirge vorkommen. A. Penck erkannte die Tuffgesteine vom Wolfsberg bei Siegburg als Basalttuff. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1879, S. 534; hierbei wendet sich auch Penck mit Recht gegen die Annahme, als ob die geschichteten Trachyt- und Basalttuffe des Siebengebirges (ebenso wenig wie in andern Gegenden) durch Zerstörung und Verwitterung fester Trachyt- und Basaltmassen entstanden seien. Diese unrichtige Annahme entwickelt auch A. v. Lasaulx in einem Vortrage: „Wie das Siebengebirge entstand“. Heidelberg 1884.

Die Trachyttuffe des Siebengebirges verbreiten sich bis auf die linke Rheinseite — der Rhein und sein von ihm selbst erst gegrabenes Thal waren damals noch nicht vorhanden; so findet man diese weissen Tuffe auf der Höhe oberhalb Muffendorf bei Bonn [1]): die mehligen, geschichteten Trachyttuffe erreichen hier eine Mächtigkeit von 20—25 m, sie enthalten zahlreiche kleine Stücke und grössere Blöcke von Trachyten, unter welchen der Trachyt des Drachenfelsen und die Andesite der Wolkenburg zu erkennen sind; wie drüben im Siebengebirge entbehren auch diese Tuffe bei Muffendorf gänzlich der Basaltstücke — ein Zeichen, dass die Trachyttuffe älter sind als die Basaltausbrüche.

Basalte.

Die Basalte erscheinen im Siebengebirge mehr in der Form einzelner Bergkuppen, als in grösseren Strömen; doch sind wohl diese Basaltkegel wie der grosse und kleine Oelberg, der Petersberg, Falkenberg, Nonnenstromberg, der grosse und kleine Weilberg, die Dollendorfer Hardt und andere, nur die letzten Reste von früher ausgedehnteren, durch Erosion zerstörten Basaltströmen. Nur am Rande des Hardtplateaus über Oberkassel erscheint eine mächtige Basaltdecke, welche an der Kasseler Ley, am Ennert, im Finkenberg und im Pützchen bei Beuel gegenüber Bonn vom Rheinstrom durchgeschnitten wurde. Im Eingang zum südlichsten Steinbruche an der Kasseler Ley war im Trachyttuff, welcher dort unter jener Basaltdecke lagert, ein 0,6—0,9 m dicker Basaltgang aufgeschlossen, der unmittelbar in die aufliegende Basaltdecke überging, eine seltene Beobachtung, die wir H. v. Dechen verdanken [2]). Häufig sieht man schmale Basaltgänge quer durch die Trachyttuffe und auch durch Trachyte durchsetzen, dieselben streichen meist in nordwestlicher Richtung, also normal zum allgemeinen Streichen der Devonschichten des Untergrundes.

Während die Trachyte nur in dicken, unregelmässigen Pfeilern oder Platten zerklüften, sind die Basalte des Siebengebirges und seiner Umgegend meistens in schöne, vier- bis sechsseitige Säulen mit platten und geraden, zum Teil auch welligen Flächen abgesondert, eine Erscheinung, welche durch die Volumverringerung der Basaltmasse bei Abkühlung der Lava hervorgerufen wird; da die Säulen sich senkrecht zur Abkühlungsfläche stellen, so finden wir dieselben in den verschiedensten Lagen [3]). Viel bewundert ist die grosse Rosette von Basalt-

---

Eine jüngst erschienene Dissertation mit dem vielversprechenden Titel: „Ueber die Altersfolge der vulkanischen Gesteine und der Ablagerungen des Braunkohlengebirges im Siebengebirge" von A. Mangold, Kiel 1888, enthält gegenüber den Beobachtungen von Dechen und G. vom Rath durchaus nichts Neues; die Annahme einer „basaltischen" und einer „nachbasaltischen Stufe" der Braunkohlenablagerungen im Siebengebirge bleibt unbegründet.

[1]) O. Weber, Die Süsswasserquarze von Muffendorf bei Bonn, Abhandl. der Freunde der Naturwissensch. Bd. IV, Abtlg. 2, S. 35—37. Wien 1850.

[2]) H. v. Dechen, Sitzungsber. nat. Ver. Rheinl.-Westf., Jahrg. 36, S. 391. Bonn 1879.

[3]) Siehe L. Dressel, Die Basaltbildung in ihren einzelnen Umständen erläutert. Gekrönte Preisschrift. Taf. III u. IV. Haarlem 1866.

säulen am Rolandseck: hier strahlen die schlanken Säulen, zum Teil ihrer Länge nach flach gebogen, von einem Mittelpunkt aus nach allen Seiten [1]). Besonders schlanke, schöne Säulen sind diejenigen in der Basaltkuppe des Minderberges bei Linz; die längsten Säulen ohne Querteilung lieferte der Basalt im Schwarzenberg bei Leubsdorf oberhalb Linz: von dort stammt die 7 m lange Basaltsäule, welche in der Universitätssammlung zu Bonn aufbewahrt wird [2]) (Zeichnung 69).

Eine grosse Menge von einzelnen Basaltkuppen liegen in der näheren und weiteren Umgebung des Siebengebirges auf dem Devonplateau zu beiden Seiten des Rheins, einerseits hinüberführend zu den Basalten des Westerwaldes, andererseits zu denen der Eifel; einer der grössten und höchsten unter diesen Basaltkegeln ist der Asberg (441 m hoch), auf dem Plateau 5 km ostnordöstlich über Unkel gelegen.

Die sämtlichen Basalte des Siebengebirges und seiner Umgebung gehören zu den Feldspatbasalten [3]). Die Mehrzahl dieser Gesteine sind typische, dichte bis feinkörnige, schwarze Basalte, aus Plagioklas, Augit, Olivin, Magneteisen und Apatit zusammengesetzt, mit wenig Glasgrundmasse; neben jenen wesentlichen Mineralien finden sich gelegentlich Hornblende, Biotit, Nephelin, Zirkon, Korund (Sapphir), Schwefelkies und Magnetkies (die chemischen Analysen von einigen Basalten aus dem Siebengebirge siehe unten VII—IX).

Das Gestein vom Gipfel der Löwenburg dagegen ist ein grauer Dolerit, also ein körniger Basalt, in welchem die Bestandteile, Plagioklas, Augit, Olivin, Magneteisen bereits mit unbewaffnetem Auge sichtbar sind; daneben enthält dieser Dolerit etwas Sanidin, Nephelin, Apatit und Magnetkies. Der Dolerit vom Gipfel der Löwenburg hat nur geringe Verbreitung: er steckt mitten in dem Hornblende-Andesit, aus welchem der grösste Teil des Bergkegels der Löwenburg zusammengesetzt ist, und zwar scheint er einen schmalen Gang zu bilden, da der Dolerit durch ein Reibungskonglomerat vom Andesit getrennt ist nach der Beobachtung von G. vom Rath [4]). Der Dolerit von der

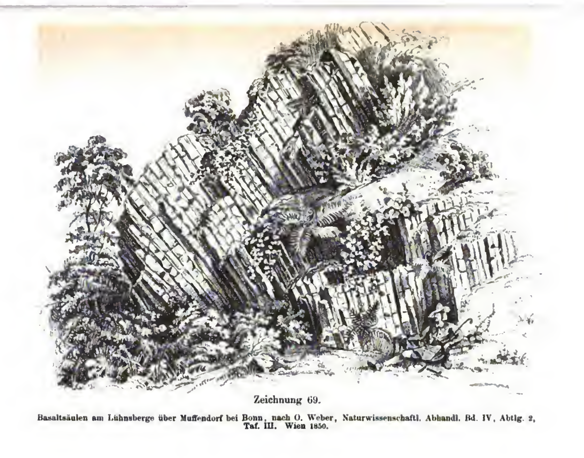
---

[1]) „Étoiles de Basaltes", Basaltsterne, nannte Faujas de St. Fond passend diese Säulenrosetten, nach Alexander v. Humboldt, Mineralogische Beobachtungen über einige Basalte am Rhein, mit zerstreuten Bemerkungen über den Basalt der älteren und neueren Schriftsteller S. 92. Braunschweig 1790. Diese erste geologische Abhandlung Humboldts (über die Basalte bei Unkel und Linz) ist noch jetzt recht lesenswert sowohl wegen vieler guten Beobachtungen als wegen der historischen Einleitung über die Herkunft des Wortes Basalt und betreffend den berühmten Streit über die Entstehnng des Basaltes; in letzterer Beziehung entscheidet sich Humboldt in dieser Arbeit noch nicht gegen seinen Lehrer Werner.

[2]) H. v. Dechen, Sitzungsber. nat. Ver. Rheinl.-Westf. Jahrg. 36, S. 390. Bonn 1879.

[3]) H. v. Dechen führt als Ausnahme den Nephelinbasalt der Hannebacher Ley bei Kempenich an, Sitzungsber. nat. Ver. Rheinl.-Westf. Jahrg. 36, S. 389. Bonn 1879; jedoch liegt die Hannebacher Ley bereits im Gebiete des Laachersees. — Der Basalt vom Beuelskopf bei Kircheip, 13 km östlich des Siebengebirges, soll nach Sommerlad (N. Jahrb. Min. Beil. Bd. II, 1883, S. 182—183) ein Limburgit mit sehr wenig Glasbasis sein; indessen erweist die chemische Analyse des Gesteines, von Sommerlad selbst mitgeteilt, einen Gehalt an Alkalien von 5,1 %. — Ueber den Leucitbasalt vom Roderberg bei Bonn siehe weiter unten.

[4]) Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1860, S. 47, und derselbe im Sitzungsber. nat. Ver. Rheinl.-Westf. 1860, S. 90.



Zeichnung 69.

Basaltsäulen am Lühnsberge über Muffendorf bei Bonn, nach O. Weber, Naturwissenschaftl. Abhandl. Bd. IV, Abtlg. 2, Taf. III. Wien 1850.

Löwenburg unterscheidet sich von den trachytischen Gesteinen des Siebengebirges sogleich durch seinen Gehalt an Olivin, welches Mineral den Basalten eigentümlich ist, und durch hohen Gehalt an Magnesia, Kalk und Eisen (vgl. die Analysen IV des Andesits und VI des Dolerits von der Löwenburg); der Kieselsäuregehalt ist in den typischen Basalten des Siebengebirgs (Analysen VII—IX) mit 43,6—45,26 % allerdings noch niedriger als bei dem Dolerit der Löwenburg (52,63 %).

Die Ausbrüche der Trachyte und Basalte des Siebengebirges und seiner Umgebung fanden statt, wie wir bereits öfters erwähnten, während der untermiocänen Braunkohlenzeit; die ursprünglichen Formen ihrer einstigen Vulkane und Lavaströme sind im Laufe der Zeiten gänzlich verloren gegangen unter der abtragenden und einschneidenden Wirkung der Erosion. Nur der Roderberg bei Rolandseck behielt seine Kraterform, und zwar allein deswegen, weil er ein jüngerer Vulkan aus der diluvialen Zeit ist, gleichaltrig mit den Vulkanen in der Umgegend des Laacher Sees und in der Vordereifel. Auf dem Roderberg erkennen wir deutlich eine flache Kratermulde, umgeben von einem Ringwalle von schwarzen Lavaschlacken, welche zum Teil den altdiluvialen Flussgeröllen (siehe oben S. 217, Profil 59), zum anderen Teil direkt den Schiefern und Grauwacken des Unterdevon auflagern; die Mitte des Kraters ist ausgefüllt mit mächtigem Löss, der also jünger als der Schlackenausbruch ist. Ein Lavastrom fehlt dem Roderberg; es wurden nur Lapilli, Lavastücken und Aschen aus dem Krater ausgeworfen[1]).

Wie wir oben (S. 217) anführten, liegen die schwarzen Schlackensande nördlich des Roderberges in den Hohlwegen oberhalb Mehlem mitten zwischen dem Diluviallehm: an einer Stelle lagert zunächst Lehm über dem Devon, dann folgen 1—2 m mächtige Schlackensande und darüber noch 4—5 m Löss. Diese Lapilli und Aschen sind jedenfalls bei der Eruption des Roderbergvulkans hierher geflogen; denn wenn sie vom Wasser dorthin geflösst wären, so würden sie mit dem Diluvial-Lehm und -Sand vermischt worden sein[2]).

[1]) Siehe oben S. 217; ausser der dort citierten Schrift von K. Thomä siehe noch über den Roderberg: R. Mitscherlich, Die vulkanischen Gesteine des Roderberges (mit vortrefflichem Kärtchen) in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1863, S. 367—375; und H. v. Dechen, Geognost. Führer in das Siebengebirge S. 392—402 Bonn 1861. — Der Roderberg liegt gerade gegenüber dem Drachenfelsen; vom Kraterrande aus geniesst man der besten Aussicht auf die schönen Bergkuppen des Siebengebirges, im Vordergrunde den breiten Spiegel des Rheines! man steht auf dem Roderberge etwa 130 m über dem Rheine, 177 m über dem Meere.

[2]) J. Steininger glaubte, dass Tacitus in seiner Beschreibung eines grossen Brandes in der Nähe von Köln (Tac. Annal. L. XIII, C. 57) eine vulkanische Eruption, also etwa diejenige des nächstgelegenen Roderberges, gemeint habe, in Gebirgskarte der Länder zwischen dem Rhein und der Maas, Mainz 1822, S. 35—37, sowie Bemerkungen über die Eifel und die Auvergne, Mainz 1824, S. 34—40. — K. G. Zimmermann schloss sich Steiningers Ansicht an in: „Gibt Tacitus einen historischen Beweis von vulkanischen Eruptionen am Niederrhein?", N. Jahrb. Min. 1853, S. 537—553. — Dieser Deutung widersprach mit Recht Nees von Esenbeck und J. Nöggerath im III. Bande von Nöggeraths Gebirge in Rheinland-Westfalen, Bonn 1824, S. 59—112, und zwar aus geologischen Gründen: die jüngsten Eruptionen am Niederrhein gehören der diluvialen, also der prähistorischen Zeit an, nicht dem Alluvium und der Geschichte. — Tacitus' Worte scheinen sich auch mehr auf einen grossen Waldbrand, als auf eine vulkanische Eruption zu beziehen.

Die schwarzen, meist stark porösen Lavaschlacken, welche den Ringwall des Roderberges zusammensetzen, bestehen aus Leucitbasalt [1]), in Uebereinstimmung wie im Alter, so auch in der Zusammensetzung mit den Basalten der Umgegend des Laacher Sees, während, wie wir sahen, die tertiären Basalte des Siebengebirges und seiner Umgegend sämtlich Feldspatbasalte sind. In den innen oft ganz dichten Basaltschlacken des Roderberges sieht man in der schwarzblauen Grundmasse Augit und Olivin (unten Analyse X); in der Lava eingeschmolzen liegen viele Stücke von devonischen Schiefern, Quarziten und von diluvialen Quarzgeröllen, deren Oberfläche häufig verglast ist [2]).

Chemische Analysen von Trachyten, Trachyttuffen und Basalten aus dem Siebengebirge.

	I.	II.	III.	IV.	V.
TiO^2 . .	0,38	—	—	—	—
SiO^2 . .	67,09	66,06	59,22	54,73	62,83
Al^2O^3 .	15,64	16,46	13,59	19,26	21,55
Fe^2O^3 .	4,60	2,25	5,55	8,00	4,11
FeO . .	—	1,10	4,03	—	—
MnO . .	0,16	0,55	—	—	—
CaO . .	2,25	0,79	5,13	4,22	0,72
MgO . .	0,98	0,19	1,66	0,14	0,42
Ka^2O . .	3,47	5,52	4,64	4,68	3,35
Na^2O . .	5,08	6,81	5,31	6,78	3,02
H^2O . .	0,45	0,62	1,25	2,50	4,19
	100,10	100,35	100,38	100,31	100,19
Spez. Gew. =	2,689	—	—	2,739	

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
TiO^2 . .	—	—	1,46	0,82	3,25
SiO^2 . .	52,63	45,26	44,17	43,60	42,16
Al^2O^3 .	13,53	17,04	14,69	11,76	14,67
Fe^2O^3 .	12,60	—	6,78	7,84	9,05
FeO . .	—	22,36	4,82	15,38	4,82
MnO . .	—	Spur.	—	0,23	—
CaO . .	8,44	7,76	10,42	10,32	12,27
MgO . .	6,17	2,77	9,47	3,33	5,92
Ka^2O . .	1,61	3,11 (Ka²O + Na²O)	1,75	1,36	3,01
Na^2O . .	4,28		2,95	3,42	3,72
H^2O . .	1,55	1,70	2,50	1,00	0,46
	100,81	100,00	99,01	99,06	99,33
Spez. Gew. =	2,895	—	2,88	2,842	3,12

[1]) F. Zirkel, Mikroskop. Beschaffenh. der Mineralien und Gesteine. Leipzig 1873, S. 423 u. 460. — Nach der chemischen Analyse (unten X) scheint neben dem Leucit wie so häufig auch Nephelin in der Lava des Roderberges enthalten zu sein.

[2]) Eine genaue Beschreibung eines solchen verglasten quarzitischen Auswürflings aus den Schlacken des Roderbergs gab G. vom Rath im Sitzungsber. der niederrhein. Ges. für Natur- und Heilkunde in Bonn vom 16. Nov. 1885, S. 302—303.

I. Trachyt vom Drachenfels, nach Entfernung der gross ausgeschiedenen Sanidine; nach J. Roth, Gesteinsanalysen S. 22. 1861.

II. Trachyt von der Hohenburg bei Berkum, nach H. Laspeyres, Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf., 40. Jahrg., S. 394 Bonn 1883.

III. Schwarzer Trachyt = Hornblende-Andesit vom Stenzelberg, nach J. Roth, Gesteinsanalysen S. 32. 1861.

IV. Schwarzer Trachyt = Hornblende-Andesit von der Löwenburg (von der mittleren Höhe des Südostabhanges), nach M. Deiters, Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. S. 121, 1861: in schwarzer Grundmasse weisse Plagioklase, Hornblende, Magneteisen, wenig Augit.

V. Trachyttuff („Backofenstein") aus den Ofenkuhlen im Thale nördlich der Wolkenburg: „gleichartiges, dünngeschichtetes weisses Gestein", nach G. Bischof, Chemische Geologie III, S 347 Bonn 1866.

VI. Körniger Basalt = Dolerit vom Gipfel der Löwenburg, nach G. vom Rath, Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. S. 43, 1860 (vgl. die Analyse IV des Trachyts der Löwenburg).

VII. Feldspatbasalt vom Petersberg, aus einem Steinbruch am Wintermühlenthal, nach G. Bischof, Chemische Geologie III, S. 418. Bonn 1866.

VIII. Feldspatbasalt aus dem Bahneinschnitt am Fusse des Rolandsfelsen, nach J. Roth, Beiträge zur Petrographie S. 110. 1870: in dichter schwarzer Grundmasse Olivin und Augit sichtbar.

IX. Feldspatbasalt vom Scheidskopf bei Remagen, nach J. Roth, Beiträge zur Petrographie S 72. 1880.

X. Lavaschlacken, Nephelinbasalt vom Nordabhang des Roderberges bei Rolandseck, nach R. Mitscherlich in Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. S. 373. 1863.

b. Jüngere Eruptivgesteine auf dem Westerwalde.

Auf dem Westerwalde, und besonders auf dem höchsten Teile desselben, dem „Hohen Westerwalde", breiten sich mit den miocänen Braunkohlenbildungen (oben S. 210—212) ausgedehnte Basaltdecken aus; diese Basalte lagern sowohl unter als über den tertiären Schichten und werden demgemäss als „Sohl- oder Dachbasalte" von den Bergleuten der Braunkohlengruben bezeichnet. Ausserhalb der grossen zusammenhängenden Basaltmassen des „Hohen Westerwaldes" liegen zahlreiche einzelne Basaltkegel und kleinere Basaltströme, welche sich verfolgen lassen nach Norden bis zur Sieg, nach Westen bis an das Rheinthal, nach Süden bis zur Lahn; die Verbindung nach Osten zu dem grössten Basaltgebiete Deutschlands, dem Vogelsberge hin, vermitteln nur wenige Basaltpunkte, so der Braunfels und Stoppelberg bei Wetzlar. Südlich des Lahnthals im Taunus, um dieses Gebirge hier gleich mitzuerwähnen, finden wir nur wenige schmale Basaltgänge: so bei Usingen, bei Idstein und bei Wiesbaden.

In dem ganzen weiten Gebiete des Westerwaldes zwischen Sieg, Rhein und Lahn zählte H. v. Dechen nicht weniger als 410 einzelne Basaltkuppen und 45 Basaltgänge [1]).

Die Basalte des Westerwaldes gehören, soweit sie bisher untersucht wurden, und dies ist freilich nur ein sehr kleiner Teil derselben, vorherrschend zu den Feldspatbasalten; es sind die typischen, schwarzen, dichten Basalte und daneben auch körnige Dolerite, gelegentlich por-

[1]) H. v. Dechen, Geologische Uebersicht der Rheinprovinz und Westfalen 1884, S. 48.

phyrisch ausgebildet durch grosse Einsprenglinge von basaltischer Hornblende. Solche „Hornblendebasalte“ beschrieb Sommerlad [1]) von Härtlingen, 4 km südwestlich Westerburg gelegen (die chemische Analyse dieses Basaltes siehe unten I), von Freylingen und von Oberötzingen, welche beiden Orte etwa 5 km westlich und südwestlich von Härtlingen zu finden sind; neben der porphyrisch ausgeschiedenen Hornblende enthalten diese Basalte Plagioklas, Augit, Olivin und Magneteisen.

Auch einige Nephelinbasalte sind aus dieser Gegend bekannt geworden, und zwar bestehen aus solchem Basalte der höchste Berg des Westerwaldes die Fuchskauten (657 m) bei Willingen, der Höllberg (643 m) bei Hohenrot und der Barstein (617 m) bei Gusternhain, drei nahe bei einander liegende Berge des „Hohen Westerwaldes“. Ebenso ist der bereits oben (S. 15) erwähnte Basalt von Naurod [2]) bei Wiesbaden auf der Südseite des Taunus (unten die chemische Analyse II) und der Basalt von Oberauroff bei Idstein [3]) zu den Nephelinbasalten zu rechnen.

Endlich sei hier noch angeführt, dass zwischen dem Westerwalde und dem Siebengebirge ein Krater mit bedeutendem Lavastrome liegt, der Bertenauerkopf bei Neustadt am Wiedbache, ein weniger gut erhaltener Krater, dessen Schlacken und Lava, wie diejenigen des Roderberg-Kraters bei Bonn, ebenfalls aus Leucitbasalt bestehen [4]); nach Analogie des Roderberges würden wir im Bertenauer Kopfe einen diluvialen Vulkan und einen zweiten Ausläufer des Laachersee-Gebietes zu erkennen haben.

Die Trachyte des Westerwaldes beschränken sich in ihrer Verbreitung zumeist auf den südwestlichen Teil des Gebirges und bilden in der Gegend zwischen Montabaur, Selters und Westerburg einige zwanzig Bergkuppen auf dem Devonplateau. Weiter abgetrennt steht ein Trachyt auf der Südseite des unteren Saynbaches, 10 km nordöstlich Neuwied, und liegen zwei Trachytkegel, die Arzbacher Köpfe, 5 km nördlich von Bad Ems. Auch diese tertiären Eruptivgesteine des Westerwaldes wurden bisher nur zum kleineren Teile untersucht: Sanidintrachyt (mit wenig Oligoklas) scheint die Mehrzahl der Kuppen und kleineren Partien des angegebenen Gebiets zwischen Montabaur und Westerburg zu bilden; petrographisch genauer untersucht ist der Trachyt vom Hilsberg bei Wirges [5]), 5 km nördlich Montabaur gelegen; derselbe enthält vorwiegend Sanidin, wenig Plagioklas, Hornblende und Augit, Apatit; in der feldspätigen Grundmasse Tridymit und wenig Glasreste. Der Trachyt von den Arzbacher Köpfen bei Ems ist nach

---

[1]) H. Sommerlad, Ueber hornblendeführende Basaltgesteine, N. Jahrb. Min. Beil. Bd. II. 1883, S. 165—168.

[2]) Ausser den oben S. 15 Anm. 3 citierten Abhandlungen siehe auch H. Sommerlad, N. Jahrb. Min. Beil. Bd. II, 1883, S. 176, und H. Rosenbusch, Massige Gesteine 1887, S. 766.

[3]) E. Zickendraht, Kersantit von Langenschwalbach S. 9. Würzburg 1875.

[4]) H. v. Dechen, Geol. Uebersicht 1884, S. 51.

[5]) Als Fundort dieses Trachyts wird meist fälschlich Dernbach bei Montabaur angegeben, so F. Zirkel, Mikroskop. Beschaffenh. der Min. und Gesteine 1873, S. 384—385; und H. Rosenbusch, Massige Gesteine 1877, S. 185. 188. 195. — Von G. Angelbis berichtigt im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. III, S. 5, Anm. Berlin 1883.

Gümbel [1]) ein graulichweisses, feinkörniges Gestein, wenig porös und nicht porphyrisch entwickelt, welches grösstenteils aus kleinen Sanidinen besteht, mit viel Magneteisen und wenig Hornblende (siehe unten die chemische Analyse III dieses Trachyts) [2]).

Auch Andesite kommen im Trachytgebiete des Westerwaldes vor. Hornblende-Andesite sind die Gesteine vom Sengelberge bei Salz, 5 km südlich Westerburg, von der Kriegershecke bei Wölferlingen, vom Kramberge bei Rotzenhahn und von der Strasse zwischen Selters und Maxsayn; am Sengelberg und am Kramberg sollen die Andesite gangförmig den Dachbasalt durchbrechen. Diese Gesteine gleichen den Hornblende-Andesiten aus dem Siebengebirge: in brauner Grundmasse liegen Plagioklase und Hornblenden; daneben Biotit, Magneteisen, Augit und reichlich Apatit. Die chemische Analyse (unten IV) erweist 59,87 % Kieselsäure in dem Andesit von Wölferlingen, dabei nur 0,46 % Magnesia [3]).

Einige Augit-Andesite führt H. v. Dechen (1884, S. 43) aus derselben Gegend an: am Fusse des Basaltkegels der Ruine Steinburg in Hartenfels und nahebei am Schenkelberge, beide Orte 4—5 km westlich Wölferlingen, dann vom Bitterberge bei Maxsayn und vom Beilstein bei Caden. Der Andesit von Hartenfels enthält in bläulichgrauer Grundmasse grössere Feldspäte (meist Plagioklas, wenig Sanidin), reichlich Augit und Apatit (1,62 % P^2O^5) [4]).

Im Westerwalde finden wir endlich auch Phonolith in zwei nahe bei einander liegenden ansehnlichen Bergen, dem Wahlberge und Breitenberg bei Oberötzingen, 7—8 km nördlich Montabaur: es sind bläulichgraue typische Phonolithe mit viel Sanidin, weniger Nephelin, Hornblende, Magneteisen und Hauyn (Emmons 1874).

Trachyttuffe sind wenig, dagegen die mit ihnen gleichzeitig entstandenen Bimssteinsande weit verbreitet auf dem Westerwalde [5]).

---

[1]) C. W. Gümbel, Geologische Fragmente aus der Umgegend von Ems. Sitzungsber. math. nat. Klasse der bayr. Akad Wissensch. S. 218—220. München 1882.

[2]) Nach H. v. Dechen, Geol. Uebers. 1884. S. 44, soll auch ein Quarztrachyt im Westerwalde vorkommen, und zwar 1,5 km westlich Merenberg, nordwestlich von Weilburg a. d. Lahn; dieser Punkt liegt vom Trachytgebiete des Westerwaldes ziemlich weit südöstlich entfernt. Da H. v. Dechen das Gestein mit demjenigen der Kleinen Rosenau im Siebengebirge vergleicht, das Gestein der Rosenau aber, wie wir oben gesehen haben, kein Quarztrachyt ist, so sind weitere Untersuchungen über das Gestein von Merenberg abzuwarten.

[3]) Die chemische Analyse von Bertels mit nur 48,02 % SiO^2 ist offenbar an zersetztem Material ausgeführt (dieselbe enthält kein Kali); J. Roth, Beiträge zur Petrographie 1880, S. 66, stellt die Analyse daher zu solchen von „verwitterten Gesteinen". — H. Rosenbusch, Massige Gesteine 1877, S. 314, nnd 1887, S. 688, gibt an, dass weder Nephelin noch Nosean (wie Bertels fand) in diesen Gesteinen enthalten ist, jedoch etwas Olivin; der letzteren Angabe widersprechen die beiden chemischen Analysen mit nur 0,46 % (J. Roth) und 1,45 % Magnesia (Bertels). — G. A. Bertels nannte diese Hornblende-Andesite aus dem Westerwalde mit einem neuen Namen „Isenit", in Verhandl. der physik. med. Ges. zu Würzburg Bd. VIII. S. 149—178. Würzburg 1875.

[4]) A. B. Emmons, On some phonolites from Velay and the Westerwald. Diss. Leipzig 1874.

[5]) Auf den Karten von H. v. Dechen in 1:80000, und zwar auf den Sektionen Koblenz, Wetzlar, Siegen und Laasphe, sind „Trachyt- und Basaltconglomerate" eingezeichnet, welche den grössten Teil der Oberfläche des Westerwaldes

Die ersteren gleichen den Trachyttuffen des Siebengebirges; es sind bis jetzt nur zwei Ablagerungen bekannt geworden: die eine liegt am Fusse des oben erwähnten Trachyts vom Hülsberg bei Wirges, die andere, von grösserer Ausdehnung, lässt sich verfolgen von Gershasen bis nach Schönberg südwestlich Westerburg; die gelblichen, geschichteten Trachyttuffe werden auch dort nach ihrer Verwendung „Backofensteine" genannt. Bei Schönberg lagern diese Tuffe 16,3 m mächtig unter der jüngeren Basaltdecke und über Bimssteinsanden; sie gehören mit den letzteren zusammen zur miocänen Braunkohlenbildung des Westerwaldes [1]).

Die Bimssteinsande finden sich über den ganzen Westerwald hin verstreut, westlich bis zum Neuwieder Becken, östlich bis nach Marburg und Giessen; jedoch beschränkt sich ihre Hauptverbreitung in grösseren Massen von gröberem Korn auf das oben genannte Trachytgebiet zwischen Montabaur und Westerburg, während auf dem „Hohen Westerwalde" und weiter nach Osten hinüber nur die feineren Bimssteinsande hinübergeweht wurden. Wie die neueren Aufnahmen von G. Angelbis nachgewiesen haben, gehören die Bimssteinablagerungen des Westerwaldes der tertiären Braunkohlenbildung an und sind also gleichzeitig mit den Trachyten und Trachyttuffen entstanden, jedoch findet man die Bimssteine jetzt vielfach verschwemmt auf sekundärer Lagerstätte im Diluvium und im Alluvium [2]).

Die Bimssteinkörner werden im Westen des Gebiets zwischen dem Rheinthale und dem „Hohen Westerwalde" oft über 3 cm gross. Der Westerwälder Bimsstein zeigt durch seine petrographische Beschaffenheit seine Herkunft aus den einstigen Trachytvulkanen: er besteht aus einem schwammigen Gewebe von vielfach gewundenen Glasfäden mit langgezogenen oder blasigen Hohlräumen; in dem unter dem Mikroskope durchsichtigen Glase liegen Krystalle von Sanidin (wenig Plagioklas), von Hornblende und Magneteisen, auch von Biotit, Apatit und Augit; oft tritt auch die glasige Grundmasse zurück und es erscheint eine typische Trachytstruktur in den Bimssteinkörnern. Nach ihrer Zusammensetzung schliessen sich demnach die Bimssteine eng an die Trachyttuffe an; die letzteren bestehen ihrer grösseren Masse nach ebenfalls aus Bimsstein, der aber, im Wasser geflösst, vom Wasser mehr oder weniger zersetzt und unter Wasser abgelagert wurde.

---

bedecken sollten; die Aufnahmen in 1:25000 haben die Unrichtigkeit dieser Annahme erwiesen und es sind daher auf der Uebersichtskarte von Dechen in 1:500000 2. Aufl., 1883, nur an wenigen Punkten Trachyttuffe angegeben.

[1]) G. Angelbis im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. III, S. 5—8. Berlin 1883.

[2]) Früher glaubte man, die Bimssteine des Westerwaldes seien diluvialen Alters, von den Vulkanen des Laachersees ausgeworfen und von dort her durch den Wind hinübergeweht worden über den ganzen Westerwald bis nach Marburg hinüber; siehe über diese Frage: H. v. Dechen, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1881, S. 442—453. — G. Angelbis, Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. II, S. 393—411, Berlin 1882, und Bd. III, S. 1—9. Berlin 1883. — Fr. Sandberger, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1882, S. 806—811. — Ueber die Verbreitung der Bimssteine bis Marburg siehe: Fr. R. Schäffer, Die Bimssteinkörner bei Marburg und deren Abstammung aus Vulkanen der Eifel, Diss., Marburg 1851; und R. Brauns, Bimsstein auf primärer Lagerstätte von Görzhausen bei Marburg, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1886, S. 234—236.

Basalttuff scheint auf dem Westerwalde trotz der ausgedehnten Basaltströme selten zu sein, da derselbe bisher nur von einem Orte bekannt wurde, und zwar vom Südwestabhange des Besselicher Kopfes bei Obertiefenbach, 8 km nordöstlich Limburg a. d. Lahn gelegen; dieser Tuff ist ein Gemenge von zersetzten und unzersetzten, glasigen Lapilli (Basaltschlackenstückchen) mit einem grünlichen und bräunlichen Bindemittel von verwitterten Substanzen; in den porösen Lapilli erkennt man im Mikroskop Augite, Plagioklase und meist gänzlich serpentinisierte Olivine; auch sind in diesem Tuffe Stücke von Basalt, von Grauwacken und Quarziten eingeschlossen [1]).

Die Altersfolge der jüngeren Eruptivgesteine auf dem Westerwalde stellte G. Angelbis bei Kartierung des Blattes Montabaur in folgender Weise fest: [2])

älterer Basalt („Sohlbasalt").
Thon, Sand, Braunkohle (miocäne Tertiärstufe),
Bimsstein und Trachyttuff,
Sanidintrachyt,
Hornblende- und Augit-Andesit,
jüngerer Basalt („Dachbasalt").

Zur Altersbestimmung des Phonoliths fehlten die Anhaltspunkte.

Chemische Analysen von jüngeren Eruptivgesteinen des Westerwaldes.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO^2 . .	44,14	45,24	60,60	59,87	54,47
Al^2O^3 . .	14.67	19.22	17,22	22,52	20,83
Fe^2O^3 . .	13,07	5,21	4.37	0,32	3,33
FeO . .	4,78	5,61	1,96	2,52	—
CaO . .	10,86	9.18	2,87	2,50	1,62
MgO . .	7,23	6,71	0,75	0,46	0,42
Ka^2O . .	1,54	1,31	6,75	4,42	4,84
Na^2O . .	3,25	3,37	3,39	5,78	4,68
H^2O . .	1,87	3.78	0,80	2,24	10,02
	101,41	MnO 0,08	0,24	0,13	100,21
TiO^2 . .	1,34	99,71	CO^2 1,75	P^2O^5 0,30	
P^2O^5 . .	0,80		100,52	101,06	
Spez. Gew.	= 2,797	= 2,923		= 2,68	

I. Feldspatbasalt mit grossen Hornblende-Einsprenglingen, von Härtlingen bei Westerburg, nach H. Sommerlad, N. Jahrb. Min. Beil., Bd. II, S. 156. 1883.

II. Nephelinbasalt von Naurod bei Wiesbaden im Taunus, nach Fr. Sandberger. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt, Bd. 33, S. 40—41. Wien 1883; in glasreicher Grundmasse Nephelin, Augit, Olivin, Magneteisen. Viele fremde Einschlüsse (oben S. 15).

III. Sanidintrachyt vom grossen Arzbacher Kopf bei Ems, nach C. W. Gümbel. Sitzungsber. math. nat. Klasse bayr. Akad. Wissensch. S. 220. München 1882.

[1]) A. Penck, Ueber Palagonit- und Basalttuffe, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1879, S. 533.

[2]) Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. III, S. XLV. Berlin 1883.

IV. Hornblende-Andesit von Wölferlingen, nach J. Roth, Beiträge zur Petrographie. Abhandl. Akad. Wissensch. S. 66. Berlin 1880.

V. Bimssteinsand von Berzhahn, 3,5 km südöstlich Westerburg gelegen, nach G. Angelbis, Jahrb. preuss. geolog. Land.-Anst. Bd. II, S. 398. Berlin 1882.

c. Die Vulkane in der Eifel.

Vulkanische Gesteine finden wir überall in Deutschland, aber Vulkane mit Kratern und Lavaströmen, gut erhalten in ihren ursprünglichen Gestalten, sind nur in der Eifel anzutreffen [1]), und zwar in der Umgebung des Laacher Sees bei Andernach am Rhein und in der Vordereifel. Wenn wir im Vogelsberge, der ehemals ein so ausgedehnter Vulkan wie der Aetna gewesen ist, im Westerwalde, in der Rhön, im Hegau, im böhmischen Mittelgebirge und in andern deutschen Basalt- und Trachytgebieten nur noch die letzten Reste einstiger Vulkane vor uns sehen, so liegt der Grund dieser Erscheinung darin, dass die jüngeren vulkanischen Gesteine aller anderen Gegenden von Deutschland bereits in der Tertiärzeit entstanden sind; seit jener Zeit wurden die Kraterwälle, der grössere Teil der ausgeflossenen Lavaströme und der grösste Teil der ausgeschleuderten Aschen- und Lapillimassen vom Regen, von den Bächen und Flüssen zerstört und fortgewaschen. Dagegen geschahen die vulkanischen Ausbrüche in der Umgebung des Laacher Sees und in der Vordereifel während der diluvialen Zeit, also in der prähistorischen Eiszeit, und deswegen konnten bis jetzt die nagenden Gewässer noch nicht die charakteristischen Formen der Vulkane und ihrer Produkte gänzlich vernichten, obschon bereits vieles verändert ist und die Kratere, Lavaströme und Aschenablagerungen mehr oder weniger stark zerschnitten und abgetragen wurden [2]).

1) Umgebung des Laacher Sees [3]).

In der näheren und weiteren Umgegend des berühmten Laacher Sees sind noch wahre Modelle von Vulkanen erhalten geblieben: so der Brausenberg bei Niederzissen, der Veitskopf und die Kunksköpfe nördlich

[1]) Eine Ausnahme macht nur etwa der Kammerbühl bei Eger in Böhmen, ein ziemlich gut erhaltener kleiner Krater.

[2]) Eine der Eifel ganz ähnliche Vulkangegend ist diejenige auf dem Zentralplateau von Frankreich (Puy de Dôme, Mont Dore und Cantal in der Auvergne). Gegenüber der Annahme, dass die thätigen Vulkane ihre Wasser direkt aus dem Meere beziehen, lagen diese beiden diluvialen Vulkangebiete, Eifel und Auvergne, recht weit vom Ozean entfernt.

[3]) Siehe H. v. Dechen, Geognostischer Führer zu dem Laacher See und seiner vulkanischen Umgebung. Bonn 1864. — Die Benutzung dieses trefflichen Führers, wie desjenigen in das Siebengebirge, wird dadurch erschwert, dass der Verleger es unterlassen hat, diesen Führern Orts- und Sachregister beizugeben. — L. Dressel, Geognostische Skizze der Laacher Vulkangegend. Münster 1871. — Eine geologische Karte und ein Dutzend lehrreiche Landschaftsskizzen aus der Umgebung des Laacher Sees findet man in einem sonst veralteten Werke: Hibbert, History of the extinct volcanos of the basin of Neuwied on the lower Rhine. Edinburgh and London 1832. — Im übrigen benutze man die für die Umgegend des Laacher Sees recht genaue geologische Karte von H. v. Dechen in 1 : 80000, Blätter Mayen und Koblenz.

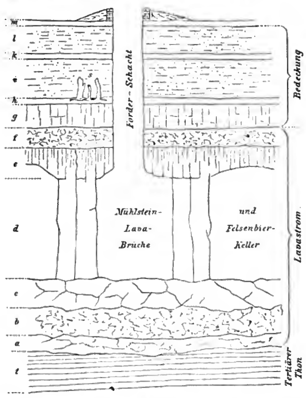
vom Laacher See und der Hochsimmer bei Ettringen. Diese und andere Berge dieser Gegend besitzen noch die regelmässige Form der Vulkankegel, deren gerade abgeschnittene Spitze den trichterförmigen Krater enthält; der Kraterwall besteht stets aus locker aufgehäuften schwarzen Lavaschlacken (Lapilli) und sandigen Aschen, welche aus dem Krater ausgeschleudert sich allmählich um die Explosionsöffnung anhäuften; nach innen fällt der Kraterrand in schroffen Schlackenfelsen steil ab, nach aussen dacht er sich flach ab mit einer Böschung von 20—25°, entsprechend den aufgeschotterten Lagen der Schlackenablagerung. Die Vulkane der Umgegend des Laacher Sees entsenden fast alle einen oder mehrere Lavaströme, und zwar durchbrach die ausfliessende Lava in der Regel den Kraterwall auf einer Seite, so dass die Kratere nur noch eine hufeisen- oder halbkreisförmige Gestalt besitzen. Die Lavaströme ergossen sich in die nächstgelegenen Thäler: so floss der Strom des Bausenberges aus dem auf der Nordwestseite durchbrochenen Krater nach Nordosten in das Vinxtbachthal hinab und reicht noch heute 3 km weit bis nach Gönnersdorf hin; der Veitskopf sandte einen 3,5 km langen Lavastrom hinab in das Gleeserbachthal, einen zweiten nach Süden, dem Laacher See zu. Der längste Strom ist derjenige, welcher vom Forstberge sich breit hinabwälzte in das Mendiger Thal; die poröse Lava dieses 4 km langen Stromes wird unterirdisch abgebaut in der Umgegend von Niedermendig in den bekannten Mühlsteinbrüchen. Die Oberfläche der Lavaströme ist ebenso schlackig zerklüftet, schaumig aufgeblasen und mit zackigen und gewundenen Lavafladen bedeckt wie diejenigen der jetzt noch aus Vulkanen ausfliessenden Ströme; auch die Unterfläche besitzt die gleiche schlackige Struktur; über dieser Basis folgt eine Partie ganz dichter Lava, darüber die Hauptmasse des Stromes in regelmässige, senkrecht stehende Säulen oder in rohe Pfeiler abgesondert, wie es das nebenstehende Profil der Mühlsteinbrüche bei Niedermendig [1]) zeigt; je nach der Dicke des Stromes erreichen diese Säulen eine Länge bis zu 25 m.

Die vulkanischen Ausbrüche in der Umgegend des Laacher Sees dauerten verhältnismässig nur kurze Zeit; daher besitzen einige Kratere (Herchenberg, Leilenkopf) gar keinen Lavastrom und die vorhandenen Ströme liegen meistens einzeln und getrennt voneinander; zur Bildung ausgedehnter Basaltdecken, wie zur Tertiärzeit im Westerwalde oder gar im Vogelsberge, ist es hier nicht gekommen. Nur an einer Stelle wurden zwei Lavaströme übereinander beobachtet: in einem Bierkeller

---

[1]) Die Mühlsteinlava bei Niedermendig wurde bereits von den Römern abgebaut und zu Mühl- und Werksteinen verwendet; bis weit hinauf am Oberrhein findet man diese dauerhaften Steine in allen römischen Niederlassungen, ebenso wie heutzutage dieselben zu Mühlsteinen, zu Schwellen, Treppen- und Prellsteinen und anderen Werkstücken überall in den Rheingegenden benutzt werden. — Die grossen verlassenen unterirdischen Gruben werden jetzt vielfach wegen der in ihnen herrschenden niedrigen Temperatur als Bierkeller gebraucht. H. v. Dechen erklärt wohl mit Recht die niedrige Temperatur dieser unterirdischen Räume aus der starken Verdunstung der Grubenwasser auf grossen Oberflächen und aus dem Unterschied des spezifischen Gewichtes von warmer und kalter Luft (Geognostischer Führer zu dem Laacher See 1864, S. 327—330); das Eis schmilzt auch im heissen Sommer nicht in den grossen Gruben.

bei Niedermendig wurde unter einer Bimssteinbedeckung von 17 m Dicke ein oberer, 18 m mächtiger Lavastrom durchbrochen, es folgte dann eine 2,3 m mächtige Lage gelben vulkanischen Tuffes, darunter 2 m rötlicher Lehm, erfüllt mit Aschenteilchen, und es wurde endlich ein zweiter unterer Lavastrom noch 20 m tief durchsunken.



Profil 70

durch die Mühlstein-Lavabrüche bei Niedermendig, südlich vom Laacher See, nach L. Dressel, Skizze der Laacher Vulkangegend 1871, S. 81.

- t Untermiocäne Braunkohlenbildung.
- a—f Lavastrom, in welchem sich unterirdisch die Steinbrüche und Bierkeller befinden; er besteht aus:
- a 0,8 m grobe Lavaschlacken und Lapilli.
- b 3 m kurzklüftige, poröse Lava.
- c 3 m dichte Lava, sogen. „Dielstein".
- d 12—15 m Mühlsteinlava, in mächtige Pfeiler abgesondert, von welchen einzelne Säulen (sogen. „Schienen" oder „Stämme") beim Abbau stehen bleiben, um die Decke zu tragen.
- e 3 m dünnstengelige Lava, die „Decke" oder „Siegel" bildend; sie geht nach unten in die dicken Pfeiler von d über.
- f 3 m schlackige Lavablöcke, die „Mucken".
- g—m Bedeckung des Lavastroms, und zwar:
- g 3 m Löss mit Schnecken und Blattabdrücken.
- h 0,2 m fetter brauner Letten (alte humöse Oberfläche von g).
- i 8 m Bimsstein und graue Trachyttuffe (darin bei s aufrechte Baumstämme).
- k 0,2 m Lehm oder Löss.
- l 5 m Bimsstein und graue Trachyttuffe.
- m 0,3 m Ackererde.

Die Vulkane der Laacher Gegend liegen ziemlich gleichmässig verteilt auf den sanft gegen das Rheinthal abdachenden Bergflächen zwischen dem Rhein, der unteren Mosel, dem Vinxtbache und der Nette, oder zwischen den Orten Mayen, Kempenich, Brohl, Andernach und Koblenz; auf diesem Gebiete von etwa 4 Quadratmeilen (225 qkm) erheben sich einige dreissig Vulkankegel, von denen der Perlerkopf mit 585 m über dem Meere, nördlich von Kempenich ganz im Nordwesten gelegen, und der Hochsimmer mit 574 m, bei Mayen im Südwesten gelegen, die höchsten sind.

Die Thäler in diesem Gebiete waren zum grossen Teil bereits vor den Ausbrüchen der Vulkane, wenn auch noch nicht so tief wie jetzt, eingeschnitten in den devonischen Untergrund, so dass die Lavaströme in die Thäler hinabflossen; jedoch haben die fliessenden Gewässer inzwischen den grössten Teil der Ströme wieder aus ihren Betten fortgetragen und liessen nur schroffe Lavamauern an den Thalgehängen in mehr oder weniger grosser Höhe über dem jetzigen Thalwege zurück [1]). Auch der Rhein musste diese Arbeit an einer Stelle seines Laufes leisten: vom Fornicher Kopfe oberhalb Brohl zieht sich ein Strom dichter, basaltartiger Lava hinab in das Rheinthal; derselbe endigt jetzt etwa 15 m hoch über dem Rheinspiegel beim Dorfe Fornich mit einer Breite von 136 m in senkrechten, circa 6 m hohen Säulen.

Die dichten tertiären Basalte, welche in zahlreichen einzelnen Kuppen auf den weiten Devonflächen der Eifel liegen (Hohe Acht, Aremberg und viele andere), bleiben an den Grenzen des Laacher Gebietes stehen: nördlich des Brohlthales und südlich der Nette finden wir einige dieser älteren Basalte; sie gehören, soweit sie bisher untersucht wurden, zu den Feldspatbasalten. Die diluvialen Basaltlaven der Laacher Vulkane unterscheiden sich schon äusserlich von jenen dichten älteren Basalten durch ihre poröse Beschaffenheit, wie sie z. B. die bekannte Mühlsteinlava aus den Brüchen bei Niedermendig und Mayen zeigt; sodann sind dieselben fast sämtlich Leucitbasalte und bestehen aus den folgenden Mineralien: Leucit und Augit, daneben Olivin, Nephelin, Biotit, Magneteisen, auch Hauyn, Apatit und Titanit; wenig Glasreste; gelegentlich auch Plagioklas. Nach den chemischen Analysen der Laven vom Bausenberg, Veitskopf, den Kunksköpfen, dem Krufter Ofen, von Niedermendig und anderen Orten erkennen wir in diesen Leucitbasalten recht basische Gesteine mit 40—50 % Kieselsäure, 11—13 % Thonerde, 20—29 % Eisenoxyd, 10—12 % Kalk und 5 % Alkalien, von welchen bald das Kali, bald das Natron überwiegt [2]); das spezifische Gewicht dieser Leucitlaven beträgt 2,78—2,98.

Nur die Laven vom Herchenberg, nordwestlich von Burgbrohl,

---

[1]) Ein verschiedenes Alter der Lavaströme und ihrer Vulkane aus der grösseren oder geringeren Höhe der Ströme über den verschiedenen Thaltiefen zu berechnen, wie dies H. v. Dechen that, dürfte recht unsichere Resultate ergeben, da die Thalvertiefung wesentlich bedingt wird von der Wassermenge, der Gesteinsbeschaffenheit und der Schichtenstellung, Faktoren, welche für die verschiedenen Thäler ganz verschiedenartig und zumeist unbekannt oder unberechenbar sind.

[2]) Siehe unten die Analysen I und II, und die übrigen bei G. Bischof, Chemische und physikalische Geologie, Suppl.-Bd. S. 137—138. Bonn 1871.

und von der Hannebacher Ley, im obersten Brohlthale beim Perlerkopf gelegen, werden zu den Nephelinbasalten gerechnet, weil in ihnen der Nephelin den Leucit an Menge überwiegt [1]); ausser den oben genannten Mineralien der Leucitbasalte enthalten diese Gesteine auch Melilith und Perowskit [2]).

Im nordwestlichen Teile des Laacher Gebietes treffen wir auch Phonolithe an in einer Reihe von grossen und kleinen Bergkuppen: der Olbrück 471 m, der Perlerkopf 585 m, der Schillkopf, Lehrberg, Englerkopf und andere Berge in der Gegend nordöstlich von Kempenich bestehen aus leucitreichen Phonolithen [3]); auch sind hierher zu rechnen die sogenannten „Leucitophyre", welche in der nächsten Umgebung von Rieden teils nur in Blöcken, teils in gangartigen Massen in den Leucittuffen am Burgberg, Schorenberg, Selberg, Hardt und Altenberg vorkommen. Desgleichen finden sich in geschichteten Tuffen des Dachsbusches, eines Vulkanes auf der Ostseite des Wehrer Bruches gelegen, häufig als Bomben, Stücke eines Phonolithes, welcher in dunkelgrüner dichter Grundmasse viele weisse Leucitkrystalle einschliesst. Die oft porösen Phonolithe dieser verschiedenen Fundorte besitzen die folgende Zusammensetzung: als grössere Einsprenglinge liegen Leucit, Nephelin und Sanidin in einer grauen bis braunen feinkörnigen Grundmasse, welche vorwiegend aus Nephelin und Leucit mit wenig Sanidin besteht; daneben sieht man: blauen Hauyn, schwarzen Melanit, grünen Augit, braune Hornblende, dann Titanit, Apatit, Nosean und Magneteisen, wenig Glasreste. Die chemischen Analysen dieser Leucit- und Hauynführenden Phonolithe zeigen 48—54 % Kieselsäure, einen hohen Gehalt an Alkalien (15 %) und — vom Hauyn und Nosean — ein wenig Schwefelsäure [4]).

Die Vulkane der Umgebung des Laacher Sees und der Krater des Laacher Sees selbst haben nun auch die ganze Umgegend mit ungeheuren Massen von kleinen Lavastückchen („vulkanischen Sanden"), von zerstäubten und zerriebenen Lava-Aschen (Tuffen) und von Bimssteinen überschüttet, deren geschichtete und ungeschichtete Ablagerungen sich auf allen Höhen ausbreiten und in alle Thaltiefen hinab-

[1]) Die beiden chemischen Analysen von Rammelsberg in J. Roth, Beiträge zur Petrographie, S. 44, Berlin 1874, zeigen, dass in der Lava vom Herchenberg nahezu gleichviel Natron und Kali (3,66 zu 3,64 und 5,15 zu 4,57) enthalten ist. In allen übrigen Basaltlaven des Laacher Gebietes ist neben dem vorherrschenden Leucit auch der Nephelin stets gegenwärtig, so dass hier diese beiden Gesteinsarten nicht scharf zu trennen sind.

[2]) Nach A. Stelzner, Ueber Melilith und Melilithbasalte. N. Jahrb. Min. Beil. Bd. II, S. 432. 1882.

[3]) Diese Gesteine nannte G. vom Rath, der unermüdliche Forscher im Gebiete der niederrheinischen Eruptivgesteine, früher „Nosean-Phonolithe", in Zeitschr. deutsch geol. Ges. 1860 S. 29—40, 1862 S. 655—675, 1864 S. 73—113; und derselbe in Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf. 1862, S. 71—72. — Ueber diese Phonolithe siehe auch F. Zirkel, Mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine 1873, S. 397—398; und H. Rosenbusch, Massige Gesteine S. 236, 1877. Die weissen, oft zersetzten eingesprengten Krystalle in diesen Gesteinen sind nicht Noseane, sondern Leucite.

[4]) Siehe unten die Analysen III und IV und die übrigen Analysen der gleichen Gesteine bei J. Roth, Beiträge zur Petrographie S. 104. Berlin 1870.

steigen: um alle Vulkane herum finden wir dunkle Basaltlavatuffe; im Westen des Gebietes, in der Umgebung des Gänsehalses bei Rieden, lichte Leucittuffe; östlich und südöstlich des Laacher Sees Trachyttuffe und Bimssteine, welche in mächtigen Schichten die Vulkane selbst zum Teil überdecken und das weite Neuwieder Becken erfüllen; endlich im Brohlthale und südlich des Sees im Krufterbachthale bei Plaidt die massigen Tuffe, welche unter dem Namen „Trass" oder „Duckstein" bekannt sind.

Man kann wohl nicht umhin, dem Laacher See und dem ähnlichen Wehrer Kessel dieselbe Entstehung zuzuschreiben wie den „Maaren" der Vordereifel: beide Thalkessel sind keine rechten Kratere, denn sie sind nicht umgeben von einem Schlackenwall, und es ist kein Lavastrom aus ihnen ausgeflossen; es sind vielmehr Vulkane, die im ersten Stadium ihrer Entwicklung stehen geblieben sind, Explosionstrichter, aus deren Tiefe Wasserdämpfe ausbrachen, und vulkanische Aschen und Bimssteine, also fein zerriebene und schaumig aufgeblasene Lava, aber keine feste Lava ausschleuderten. Der Ringwall unmittelbar um den Laacher See herum besteht seiner Hauptmasse nach aus sehr mächtigen grauen Trachyttuffen, während die Kraterwälle aller übrigen Vulkane der Laacher Gegend sich aus groben Basaltschlacken zusammensetzen; auch enthalten die aufgeschotterten Tuffe am Laacher See eine solche Menge von grossen Trachytbomben, dass dieselben nur aus nächster Nähe stammen können. Da auch die ganze Bimssteinüberschüttung östlich des Sees bis über den Rhein hinüber aus trachytischen Bimssteinen und Aschen besteht, so können wir den Ursprung dieser mächtigen und weit ausgebreiteten Tuff- und Bimsstein-Ablagerungen nur in dem Laacher See selbst suchen, da uns andere Eruptionspunkte von trachytischen Materialien in der ganzen Laacher Gegend nicht bekannt sind.

Der Laacher See hat nur einen künstlichen Abfluss; durch einen neuen Stollen wurde der Spiegel des Sees im Jahre 1845 um 6 m tiefer gelegt, doch beträgt die Tiefe in der Mitte des Sees immer noch 55 m; der Seespiegel liegt 273 m über dem Meere und 223 m über dem Rheinspiegel bei Andernach [1]). Die Umrandung des Wehrer Kessels ist auf der Nordseite durchbrochen von dem abfliessenden Wirrbache: dieser Kessel enthält daher keinen See mehr, sondern nur sumpfige Wiesen. Auf der Nordostseite des Wehrer Bruches treten unzählige

[1]) Der alten Benediktiner-Abtei Laach, deren Klostergebäude mit der stattlichen romanischen Kirche am südwestlichen bewaldeten Ufer des Sees noch jetzt sich erheben, gehörte einst der fischreiche See mit weiter Umgebung; und wahrlich geeignet ist dieser einsame und schön umrandete See für eine Ansiedlung gelehrter Mönche: weit genug entfernt von dem unruhigen Weltgetriebe im Rheinthale drüben konnten sie ungestört ihren beschaulichen Studien obliegen, vom hohen Erker hinabschauend auf die stille blaue Seefläche, von der Friedrich Schlegel gesungen:

„Bei Andernach am Rheine
Liegt eine tiefe See:
Stiller wie die ist keine
Unter des Himmels Höh!"

(Gedichte, Berlin 1809, S. 307.)

Sauerquellen zu Tage, die viel Eisenocker ablagern (siehe oben S. 245); auch am Ufer des Laacher Sees und in demselben dringen Kohlensäuregasquellen empor.

Die vulkanischen Tuffe der Laacher Gegend können wir nach ihrer Beschaffenheit trennen in: Basalttuffe, Leucittuffe, trachytische Tuffe und Bimssteine. Während der vulkanischen Eruptionen fielen die aus den Kratern ausgeschleuderten gröberen Lavaschlacken nahe um die Ausbruchsöffnung nieder, die feineren Lavastückchen und die feinzerriebenen Aschenteilchen wurden weiter fortgeschleudert und als Basalttuffe über die ganze Gegend verbreitet und abgelagert: diese schwarzen, undeutlich geschichteten Lavasande und Aschen finden wir überall da, wo sie nicht von den jüngeren Leucit-, Trachyt- und Bimssteintuffen verdeckt werden; der südlichste Punkt, an welchem sie vorkommen, ist der Beuelskopf über Winningen an der Mosel. Durch tiefeingreifende Verwitterung werden die Basalttuffe braunrot, die lockeren Massen verbinden sich fester, häufig durch ein kalkiges Zement verkittet, und gehen endlich in einen rotbraunen Thon über, in welchem nur noch zersetzte Schlackenstücke übrig bleiben. In den Basalttuffen bemerkt man viele lose Krystalle von Augit und Glimmer, seltener von Olivin — am Norberge (bei Volkesfeld westlich Rieden) bestehen ganze Lagen fast nur aus Augitkrystallen; auch sind die Tuffe mehr oder weniger erfüllt mit vielen kleinen Devonschieferstückchen.

Als Leucittuffe [1]) werden die bis 30 m mächtigen Massen von Tuffen bezeichnet, welche den Gänsehals bei Rieden bilden und dessen ganze Umgebung von Kempenich bis Bell bedecken; wie sie räumlich mit den Leucitphonolithen verbunden sind, so stimmt auch ihre petrographische Zusammensetzung damit überein, dass sie die Aschen der Leucitphonolithe darstellen; die gelblichgrauen massigen Tuffe enthalten in einer dichten Aschengrundmasse weisse, mehlig verwitterte Leucitkrystalle, ziemlich viel Sanidin und Biotit, etwas Magneteisen und Augit; daneben eine grosse Menge von Bimssteinstückchen, welche sich auch in einzelnen Lagen anhäufen; viele Lava- und Devonschieferstücke, auch sanidin- und hornblendehaltige Bomben. Diese schlechtgeschichteten Leucittuffe werden in zahlreichen Brüchen bei Bell, Rieden und Weibern gebrochen; sie geben treffliche und äusserst haltbare Werksteine ab [2]). In den oberen Teilen der Ablagerungen zeigen die Tuffe eine deutlichere Schichtung.

---

[1]) Man wird nicht so pedantisch sein, um nach Analogie von Basalttuff den hergebrachten Namen Leucittuff in „Leucitphonolithtuff“ oder „Leucitophyrtuff“ umwandeln zu wollen.

[2]) Diese Tuffe werden wie die Trachyttuffe im Siebengebirge nach ihrer Verwendung „Backofensteine“ genannt; den Bauleuten sind die gleichmässigeren festen Tuffe nach ihrem Vorkommen als Beller-, Riedener- und Weiberstein bekannt. Im Mittelalter wurden die „Weibersteine“ weit den Rhein hinaufgeschafft; so bestehen die Kreuzigungsgruppen am Dom zu Frankfurt a. M., an der St. Ignazkirche zu Mainz und in der Pfarrkirche zu Wimpfen am Neckar, sowie Monumente zu Wertheim a. M. und zu Michelstadt im Odenwalde, welche zu Anfang des XVI. Jahrhunderts entstanden, aus den Leucittuffen westlich des Laacher Sees (siehe H. Wagner in Festschrift zu der 50jährigen Jubelfeier der technischen Hochschule zu Darmstadt 1886, S. 101). — Man findet weiter unten die chemische Analyse V vom Leucittuff bei Bell angeführt.

In den geschichteten Leucittuffen der südlichsten Partie zwischen dem Forstberg, Sulzbusch und Hochsimmer bei Bell lagern Polierschiefer (Kieselgur), aufgebaut aus den Kieselpanzern von Diatomeen (sogenannten Infusorien); auch in den Tuffen selbst finden sich diese Reste von Süsswasseralgen [1]). Im Laacher See wachsen noch jetzt in grossen Massen diese kieselhaltigen Algen, deren Arten zum Teil identisch sind mit denjenigen aus den diluvialen Tuffen von Rieden; es würde hieraus der Schluss zu ziehen sein, dass die Tuffe am Hochsimmer in einem Süsswassersee sich ablagerten, in welchem gleichzeitig Diatomeenerde zum Absatz gelangte.

Die grauen Trachyttuffe, wie sie in der nächsten Umgebung des Laacher Sees in mächtigen Ablagerungen angehäuft liegen, sind eng verbunden mit den ungeheuren Massen von Bimssteinen, mit welchen alle Flächen bis zum Rheinthale hin überschüttet sind; je weiter entfernt vom Laacher See, um so mehr nehmen die Bimssteine an Menge gegen die gröberen und feineren Aschenteile zu, obschon die grauen Aschen auch nichts weiter als fein zerriebener Bimssteinstaub sind. Diese trachytischen Tuffe und Bimssteine sind meist deutlich geschichtet, indem immer neue Aschenlagen übereinander aufgeschüttet wurden: feinerdige Aschen wechsellagern mit sandigen Lapilli- und Bimssteinschichten in vielen, meist dünnen Lagern; beim Kloster Laach erreichen diese Schichten eine Mächtigkeit von mehr als 30 m. Die ganze Ablagerung ist erfüllt mit vielen kleinen und grossen Trachytstücken und Trachytbomben, deren Lage in den Aschen zu erkennen gibt, dass wir es mit Auswürflingen zu thun haben (Profile 71 S. 323).

Die Trachytbomben des Laacher Sees bestehen aus einem dichten oder porösen grauen Gestein [2]), in welchem porphyrartig ausgeschieden liegen: Sanidin (auch Plagioklas), Hornblende, Biotit, Hauyn, Sodalith, Titanit, Augit, Olivin und Magneteisen; in der Grundmasse sieht man auch im Mikroskop Tridymit, Skapolith, Apatit und Eisenglanz. Zuweilen bestehen die Bomben fast nur aus Sanidin; zwischen den weissen Sanidinkrystallen erkennt man in einzelnen Krystallen zuweilen: Hauyn, Granat, Spinell, Zirkon, Mejonit, Orthit und andere Mineralien, welche auch in den Sanidinbomben des Vesuvs vorkommen. Auch einzeln liegen die genannten Mineralien, und zwar am häufigsten Sanidin, Glimmer, Hornblende, Augit, Hauyn und Magneteisen, zwischen den Tuffen; daneben ebenfalls ausgeschleuderte Devonschieferstückchen — oft in grossen Massen; dann Stücke des krystallinen Grundgebirges [3]), oft angeschmolzene und von trachytischem Magma imprägnierte Stücke von Granit, Diorit, von verschiedenartigen Gneisen, von metamorphen

[1]) Siehe H. v. Dechen, Führer zu dem Laacher See. Bonn 1864, S. 154—181.

[2]) Siehe unten VIII die chemische Analyse eines solchen gewöhnlichen Laacher Trachytes.

[3]) Siehe oben S. 15 und die dort in Anm. 1 citierten Abhandlungen. Neu erschienen ist inzwischen: Karl Dittmar, Mikroskopische Untersuchung der aus krystallinischen Gesteinen, insbesondere aus Schiefer herrührenden Auswürflinge des Laacher Sees, in Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf. 44. Jahrg., S. 477—509. Bonn 1887. — Siehe auch: H. Pohlig, Die Schieferfragmente im Siebengebirger Trachyt der Perlenhardt bei Bonn, in Tschermaks Mitteil. 1880. III, S. 336—363. Wien.

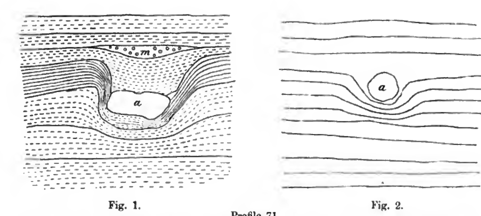


Fig. 1. Fig. 2.

Profile 71.

Lavabomben, vulkanische Auswürflinge, eingesenkt in Bimssteintuffe und Aschenschichten, in welche sie einst fielen, nach L. Dressel, Skizze der Laacher Vulkangegend 1871, S. 136.

Fig. 1: a Lavabombe in feinsandigen Tuffschichten; m eine isolierte Anhäufung von gröberen Bimssteinstücken.
„ 2: a Lavabombe in Tuff- und Bimssteinschichten.

Schiefern (Andalusit-, Knotenglimmer-, Fleck- und Fruchtschiefer, Hornfels etc.) und von andereu in der Tiefe des vulkanischen Herdes losgerissenen Gesteinen.

Eine von den gewöhnlichen Tuffen etwas abweichende Art von Trachyttuffen sind die sogenannten „Trasse", „Ducksteine" oder „Tuffsteine", wie sie im Brohlthale und seinen südlichen Seitenthälern von Glees, Tönnistein und vom Heilbronnen und wie sie auch im Krufter Bachthale bei Kruft und Plaidt in grossen Massen aufgehäuft lagern. Diese leichten, aber festen Tuffe sehen ähnlich den Leucittuffen von Rieden, doch enthalten sie keinen Leucit [1]); sie bestehen im wesentlichen aus fein zerriebenen Trachytaschen, welche eine dichte, gelblichgraue Grundmasse bilden, und in dieser Grundmasse liegen zerbrochene und vollkommene Krystalle von Sanidin (auch Plagioklas), von brauner Hornblende und grünem Augit, von Biotit und Titanit, Hauyn und Magneteisen. Der Trass enthält ausserdem neben den stets gegenwärtigen Lava- und Devonschieferbrocken ganz besonders viel Bimssteinstücke in jeder Grösse bis zu 20, 25 cm, und zwar enthält er viel mehr Bimsstein als der Leucittuff; häufig sind die Bimssteinstücke im Trass zersetzt und mehlig geworden, so dass sie leicht herausfallen und dem Gestein ein löchriges Aussehen geben. Nach den chemischen Analysen besitzen die Trasse aus dem Brohlthale und von Plaidt einen Gehalt an Kieselsäure von 50—57 % und an Alkalien 6—10 % (siehe unten Analyse VI).

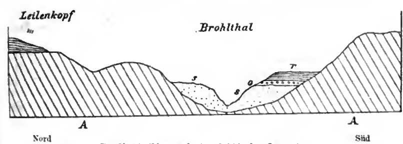
Die Trasse sind wahrscheinlich geflösste Trachyttuffe und unterscheiden sich von den gleichzeitig entstandenen Trachyttuffen nur dadurch, dass ihre Massen bei den Ausbrüchen des Laachersee-Kraters mit den niederstürzenden vulkanischen Gewitterregen in Schlammströmen hinabgeschwemmt wurden in die nördlich zum Brohlthale, südlich zur Nette hinunterführenden Bachthäler [2]). Die Tuffsteine wurden hernach wieder grossenteils aus den Thälern von den Bächen fortgewaschen und liegen nun in 20—30 m hohen Terrassen an beiden Thalgehängen des Brohlthales und seiner südlichen Nebenthäler, sowie in den Thälern bei Kruft und Plaidt. In den zahlreichen Brüchen dieser Thäler werden

---

[1]) Die Angabe von A. Anger, dass Leucit „in winzigen Körnchen" in der Grundmasse des Brohler Trass vorkomme (Tschermaks Mitteil. 1875, S. 172), wird von H. Rosenbusch berichtigt (Massige Gesteine 1877, S. 631).

[2]) Ueber die Frage der Entstehung des Brohler Trass siehe H. v. Dechen. Führer zum Laacher See 1864, S. 269—279. — Dass die Trasse geflösste Trachyt- und Bimssteintuffe sind, scheint ihre petrographische Beschaffenheit zu bestätigen. Auch die Beobachtung, dass die gebrochenen Zweige von Bäumen, die zuweilen noch aufrecht stehend im Trass gefunden werden, thalabwärts gebogen sind, weist darauf hin, dass diese Aschenmassen als Schlammströme in das Brohlthal hinabflossen (siehe R. Blenke, Der Laacher See und seine vulkanische Umgebung, Schulprogramm S. 9. Neuwied 1879). — Solche Aschenschlammströme, wie sie Pompeji verschütteten und wie sie z. B. gelegentlich von den Vulkanen der südamerikanischen Kordilleren und auf Java und den japanischen Inseln verheerend in die Thäler hinabfliessen, entstehen durch den Aschenregen der sogenannten vulkanischen Gewitter und — in seltenen Fällen — durch Ausbruch von Kraterseen; bei schneebedeckten Vulkanen, wie auf den Kordilleren und auf Island, auch durch plötzliche Schnee- und Eisschmelze, wenn ein Lavastrom über ein Schneefeld oder einen Gletscher sich ergiesst.

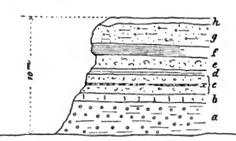
die Tuffsteine in grossen Massen abgebaut, um zu Werksteinen zersägt oder zu dem sehr geschätzten Trassmörtel zermahlen zu werden.



Profil 72 (Massstab 1 : 10,000 der Länge)
durch das untere Brohlthal, nach L. Dressel, Skizze der Laacher Vulkangegend 1871, S. 114.

A Schiefer und Granwacken des Unterdevons.
s Trass, Duckstein.
o Diluviale Flussgeschlebe.
r „Britz", dünnschichtige, feinerdige Trachyttuffe.
m Lavaschlacken und Aschen vom Kraterwall des Leilenkopfes.

Die Bimssteine der mächtigen Ueberschüttung östlich des Laacher Sees sind weiss, grau oder gelblich, sie sind abgerundet oder eckig; sie liegen aufgehäuft in allen Grössen bis zu 20 und 30 cm lose aufeinander, meist gemischt mit grauen Trachytaschen. Die Bimssteinablagerungen sind stets geschottert durch einen Wechsel von feinen und groben Materialien; die feinzerriebenen Bimssteinstückchen und Aschen bilden oft sehr viele, ganz dünne Lagen übereinander.



Profil 73
durch die Bimssteinüberschüttnng im Einschnitt des Saynbaches nördlich der Strasse von Bendorf nach Sayn im Neuwieder Becken, gezeichnet von R. Lepsius.

a Diluviale Rheinschotter.
b Fetter, schwarzbrauner Thonlehm.
c Lose, aufgehäufte Bimssteinstücke, darin bei x eine braune, lehmreiche Schicht einer ehemaligen Oberfläche.
d Grauer Aschentuff und feiner Bimsstein.
e Lose aufgehäufte Bimssteinstücke.
f Feiner grauer Aschentuff in dünnen Schichten mit zahlreichen Blattabdrücken.
g Fest verkittete Bimssteine „Sandstein von Engers").
h Humöser Oberflächenlehm.

Die Bimssteine besitzen eine schaumig-glasige Struktur; zwischen den gewundenen Glasfäden, aus denen die Bimssteinmasse besteht,

sitzen gelegentlich Krystalle von Sanidin und Hauyn, auch Hornblendenadeln. Die Bimssteine bei Andernach und Neuwied enthalten 50—58 % Kieselsäure (siehe unten die Analyse VII), welcher Gehalt ebenso wie die übrigen Eigenschaften der Bimssteine der Laach-Neuwieder Gegend für ihre Abstammung von Trachytlaven aus dem Krater des Laacher Sees selbst zu sprechen scheint.

Was endlich noch das Alter der Ausbrüche der Laacher Vulkane betrifft, so haben wir dasselbe als ein diluviales bezeichnet; ausser den bereits angeführten Thatsachen ist hier noch zu erwähnen, dass die vulkanischen Tuff- und Bimssteinschichten [1]) gelegentlich wechsellagern mit diluvialem Lehm und Flussgeröllen, auch mit Löss; nicht selten finden sich in diesen Lehm- oder Lösszwischenlagen diluviale Schnecken und Pflanzenreste. Im Trass des Brohlthales, besonders in den oberen, dünnschichtigen grauen Tuffen, haben sich häufig Blätter und Zweige von diluvialen Bäumen, und zwar von Birken, Espen, Weiden, Kiefern und anderen Bäumen, gut erhalten; die im Trass und im Bimsstein noch aufrecht stehenden Baumstämme haben wir oben erwähnt. Auch lagern die Lavaströme und die Schlacken der Kraterwälle zuweilen über diluvialen Flussgeröllen und werden häufig bedeckt von Löss; die Lavaschlacken des Leilenkopfes, eines Kraters, der westlich über Brohl steht, wechsellagern mit Lössschichten und ruhen auf Rheingeschieben. Ueber den Schlackenwall des Nickenicher Sattels breitet sich eine 0,2—0,6 m mächtige Lössdecke und darüber noch 3 m Bimssteintuffe. Auf dem Lavastrom südwestlich des Nastberges bei Eich liegt ein 0,65 m mächtiges grobsandiges Konglomerat, dann eine 10 m hohe Lössmasse, und zu oberst die hochaufgeschotterte Bimssteinaschenüberschüttung. Auch an dem nördlichsten Vorposten der Laacher Vulkane, dem Roderberg bei Bonn (oben S. 308), konnten wir das diluviale Alter des Ausbruches nachweisen. Die vulkanischen Eruptionen der Umgegend des Laacher Sees geschahen demnach weder in der tertiären noch in der historischen, sondern in der diluvialen, prähistorischen Zeit: hier die feuerspeienden Berge, dort die starrenden Eisfelder, welche bis zum Niederrhein von Norden her vorgedrungen waren — ein erhabener Gegensatz, dessen wilde Schönheit bereits die Menschen der Steinzeit, die ersten Bewohner dieser Gegenden, geniessen konnten.

---

[1]) Nur das Lager braunen vulkanischen Tuffes, welches im Stollen bei Plaidt zwischen miocänen Braunkohlenthonen unter einem jüngeren Lavastrome angefahren wurde, ist nach Lagerung und nach den in dem Tuff selbst eingeschlossenen Pflanzenresten tertiären Alters, also den Trachyttuffen des Siebengebirges gleichaltrig (siehe oben S. 208).

Chemische Analysen von Laven und Tuffen aus der Umgegend des Laacher Sees.

	I.	II.	III.	IV.
SiO^2	43,24	50,32	54,02	49,18
Al^2O^3	11,36	14,54	19,83	20,65
Fe^2O^3	26,60	18,60	—	—
FeO	—	—	4,09	5,97
CaO	10,84	7,96	2,09	2,43
MgO	1,70	1,57	0,31	0,29
Ka^2O	2,43	4,36	5,98	6,88
Na^2O	1,90	2,54	9,88	9,72
H^2O	0,16	0,64	2,75	1,60
	98,23	100,53	SO^3 0,69	1,60
			Cl 0,36	0,28
			100,00	98,60
Spez. Gew.	= 2,987	= 2,78	= 2,533	= 2,553

	V.	VI.	VII.	VIII.
SiO^2	58,73	53,07	57,89	54,39
Al^2O^3	18,34	18,28	19,12	18,48
Fe^2O^3	—	—	2,45	3,91
FeO	3,82	3,43	—	2,54
CaO	1,21	1,24	1,21	3,99
MgO	1,25	1,31	1,10	1,03
Ka^2O	4,77	4,17	9,23	6,06
Na^2O	4,36	3,73	6,65	6,49
H^2O	6,20	12,78	2,40	1,14
	98,68	MnO 0,58	100,05	MnO 1,24
		P^2O^5 0,05		SO^3 0,71
		Cl (Na, Ka) 0,44		P^2O^5 0,20
		99,08		Cl 0,06
			Spez. Gew. = 2,031	100,24

I. Leucitbasaltlava aus dem Krater des Bausenberges bei Niederzissen, Anfang des zum Vinxtbach hinabfliessenden Lavastromes; nach G. Bischof, Chem. und phys. Geologie, Suppl.-Bd. Bonn 1871, S. 137.

II. Leucitbasaltlava von Niedermendig, „Mucken“ (lose Lavablöcke) des oberen Stromes, nach G. Bischof, daselbst 1871, S. 138.

III. Leucitphonolith vom Olbrück, nach G. vom Rath, Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 1860, S. 33.

IV. Leucitphonolith (sogenannter Leucitophyr) vom Schorenberg bei Rieden, nach G. vom Rath, daselbst 1864, S. 100.

V. Leucittuff, Grundmasse ohne Einschlüsse, „Backofenstein“ von Bell, nach G. Bischoff, Chem. und phys. Geol. Suppl.-Bd. 1871, S. 176.

VI. Trachyttuff (Trass, Duckstein) von Plaidt, von Einschlüssen mechanisch gereinigt, nach J. Roth, Beiträge zur Petrographie. Berlin 1870, S. 138.

VII. Bimsstein aus dem Krufter Ofen, nach J. Roth, Gesteinsanalysen. Berlin 1861, S. 21.

VIII. Trachytbombe, gewöhnliche graue Varietät aus den Tuffen des Laacher Sees, nach Th. Wolf, Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 1886. S. 68.

2) Die Vulkane und Maare in der Vordereifel[1]).

Eine lange Reihe von Vulkanen und Maaren zieht durch die Vordereifel: von der Falkenley bei Bertrich, im Uessbachthal nahe nördlich der Mosel gelegen, über Daun und Gerolstein bis zum Goldberg bei Stadtkyll an der Schneifel; die Richtung dieser 50 km langen Vulkanreihe verläuft von Südost nach Nordwest quer zum Nordoststreichen des devonischen Untergrundes. Die Verbindung mit den gleichartigen Vulkanen der Umgebung des Laacher Sees wird hergestellt über die Hohe Eifel durch mehrere einzelne Vulkane und Maare der Gegend um Kelberg: dort liegen der Niveligsberg bei Drees, die Booser Maare, das Mosbrucher Maar, der Hommerich bei Utzerath und das Uelmer Maar. Der grösste und am besten erhaltene Vulkan der Vordereifel, der Mosenberg mit seinen vier Kratern und mit dem nahen Meerfelder Maare, steht etwas abseits südwestlich der Hauptreihe, bei Manderscheidt an der Lieser; seine Spitze liegt 524 m über dem Meere. Am höchsten unter den Vulkanen der Vordereifel ragt der Errensberg auf, 691 m hoch, östlich von Gerolstein bei Hinterweiler gelegen; er wird an Höhe übertroffen von dem Basaltkegel der Hohen Acht (760 m) in der Hohen Eifel.

Von den zahlreichen Vulkanen, welche sich über die devonischen Hochflächen der Vordereifel erheben, hat die Mehrzahl ihre charakteristische Kraterform bereits verloren und blieben nur unregelmässige Haufwerke von schwarzen Lavaschlacken und -tuffen übrig; auch die Lavaströme, welche viele Vulkane hinabsandten in die vorgebildeten Thäler, fielen zum Teil bereits der Zerstörung durch die alles fortreissende Kraft der fliessenden Gewässer anheim. Aber einige dieser Vulkane behielten trefflich ihre ursprünglichen Gestalten: vor allen der bereits genannte Mosenberg, der Firmerich bei Daun und die Papenkaule über Gerolstein. Was aber die Vordereifel besonders geeignet erscheinen lässt, um den ganzen Entwicklungsprozess und den Aufbau der Vulkane zu studieren, das ist der Umstand, dass vermöge der verhältnismässig kurzen Dauer der vulkanischen Ausbrüche, gerade wie in der Laacher Gegend, auch hier sich nicht ein mächtiges Lavagebirge, wie der Vogelsberg, der Aetna und andere, aufhäufte; vielmehr liegen hier auf weiten Flächen zerstreut viele kleine Vulkane, und zwar in den verschiedenen Stadien der Entwicklung begriffen, von der einfachen Explosionsöffnung, dem Maare, bis zu dem vierkraterigen Mosenberge, der zwar der grösste der Eifeler Vulkane, aber doch nur ein kleiner Vulkan ist im Vergleich mit dem Vesuv, den Vulkanen der Auvergne oder denen auf Island.

„Maare“ werden in der Eifel jene stillen, kreisrunden Seen genannt, welche, rings umschlossen von steilen Gehängen, wie Augen

[1]) Siehe den vortrefflichen „Geognostischen Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel nebst einem Anhange über die vulkanischen Erscheinungen der Hohen Eifel“ von H. v. Dechen, mit der Mitscherlichschen Karte. Bonn 1886, 2. Aufl. — Sodann: R. Mitscherlich, Ueber die vulkanischen Erscheinungen in der Eifel, herausgegeben von J. Roth, in Abhandl. Akad. Wissensch. Berlin 1865, mit 5 wertvollen Karten.

heraufschauen, tief eingesenkt in den devonischen Untergrund; am oberen Rande der trichterförmigen Oeffnung sind die devonischen Schichten mehr oder weniger hoch überschüttet mit schwarzen Schlacken und vulkanischen Tuffen und Sanden, die oft auch noch die Gehänge über dem Seespiegel bedecken; diese Tuffschichten sind stets erfüllt mit kleinen Schiefer- und Grauwackenstückchen und mit einer Menge von ausgeschleuderten Bomben verschiedenartiger Gesteine, Bomben von oft bedeutender Grösse (bis zu 25 Kilo schwer). Kein Lavastrom entfliesst einem Maar [1]). Doch kann kein Zweifel darüber bestehen, dass die vulkanischen Produkte, welche mehr oder weniger reichlich jedes Maar umgeben, einst aus der Tiefe desselben ausgeschleudert wurden; wir erkennen in dem Maare das erste Stadium der Bildung eines Vulkans: die aus den tiefen Erdspalten ausbrechenden Wasserdampfmassen erweiterten ihren Schlot nahe der Erdoberfläche, wo die durchbrochenen Gesteine gegen die Luft ausweichen konnten, zu einer runden trichterförmigen Oeffnung; sie warfen die zertrümmerten Schiefer und Grauwacken des devonischen Gebirges aus dieser Oeffnung heraus, gleichzeitig mit den Lapilli- und Lavasanden, welche sie aus der Tiefe mitbrachten [2]). Wenn diese Eruptionen aus dem Maare längere Zeit hindurch sich wiederholt hätten, so würden die Lavaschlacken rings um die Ausbruchsstelle einen immer höher geschichteten Wall, schliesslich einen richtigen Kraterrand aufgehäuft haben; es würde die aufsteigende Lava den weiten Trichter des Maares im Innern des Kraters ausgefüllt und schliesslich als Strom aus dem Krater ausgeflossen sein — es würde also endlich an Stelle des tief eingesenkten Maares ein hoch aufragender, breit ausliegender Berg, ein Vulkan mit Krater und Strom entstanden sein. Schauen wir noch weiter, so sehen wir, wie nach dem Ende der vulkanischen Eruptionen zuerst der Krater allmählich von den nagenden Regenwassern wieder zerstört wird, wie dann die Schlackenhaufen, die Aschensande und Tuffschichten fortgewaschen, endlich selbst die Lavaströme zerschnitten und von den fliessenden Gewässern weggetragen werden — es bleibt schliesslich nur als letzte Ruine, eine nach unten sich trichterförmig verengende [3]) dichte Basaltmasse übrig, die nur der innere Kern eines ehemaligen Vulkanes ist, der Ausguss, die Ausfüllung des allererst gebildeten Explosionstrichters — des Maares. Indem zugleich die umliegenden Devonschichten rascher abgetragen wurden als der feste Basalt, so erblicken wir nun als Resultat der langen Entwickelungsreihe, die mit den Maaren begonnen

[1]) Betreffs der Lavafelsen in der westlichen Umwallung des Weinfelder Maares und in der Tuffwand östlich über dem Schalkenmehrer Maare kann es allerdings zweifelhaft bleiben, ob nur besonders grosse Lavaschlacken oder Lavagänge, oder kleine Lavaströme vorliegen.

[2]) Dass H. Vogelsang in seinem wertvollen Werke über die Vulkane der Eifel (Haarlem 1864) die Maare als Einsturzlöcher erklären wollte, ist wohl nur verständlich durch den Kampf, welchen Vogelsang damals noch gegen die jetzt abgethane Theorie der „Erhebungskratere" zu führen hatte; im Eifer des Streitens verfiel er naturgemäss in die extreme Anschauung.

[3]) Wie die Basaltkuppe sich nach unten und innen verengt, ist z. B. in den grossen Basaltbrüchen am Scheidskopf bei Remagen gut zu beobachten (vgl. J. Dressel, Die Basaltbildung. Haarlem 1866, Taf. III, Fig. 42, und Taf. IV, Fig. 49).



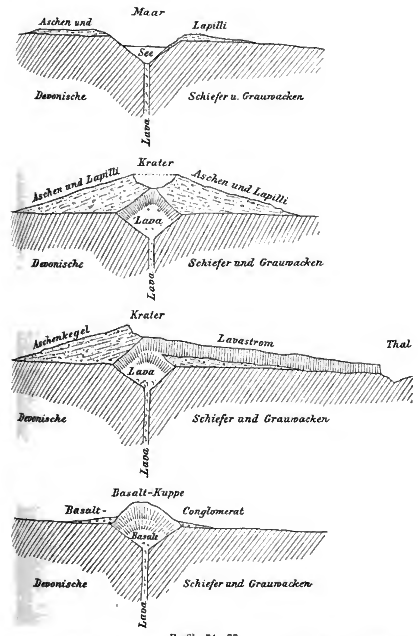
hatte, vor uns die Basaltkegel, wie sie in grosser Anzahl die Devonplateaus der Hohen Eifel überragen (siehe die beistehende Uebersicht der vier Hauptstadien der Vulkanentwickelung, Profile 74—77).

Die Maare sind keine eigentlichen Kraterseen: bei diesen erfüllt der See einen richtigen Krater auf der Höhe eines Vulkanes; solche Seen finden wir z. B. in den beiden nördlichen Kratern des Mosenberges. Die Maare dagegen füllen mit ihrem Wasser trichterförmige Oeffnungen, tiefe Senken im devonischen Untergrunde des Gebirges, Oeffnungen, welche höchstens als embryonale Kratere bezeichnet werden können.

Südlich von Daun liegen drei Maare nahe bei einander: das Gemündener, das Weinfelder und das Schalkenmehrer Maar. Dem letzteren ist ein kleines entwässertes Maar östlich angefügt; ein solches Zwillings- oder Doppelmaar ist auch dasjenige bei Boos auf der Hohen Eifel. Das schönste der Maare ist das Pulvermaar bei Gillenfeld: die einsam gelegene, 72 m tief zwischen bewaldeten Abhängen eingesenkte kreisrunde Seefläche hat eine Breite von 680—735 m; die Tiefe des Sees beträgt 95 m; dieses Maar besitzt, wie die drei Dauner Maare, keinen sichtbaren Abfluss. Das grösste Maar ist das Meerfelder, auf der Nordseite des Mosenberges bei Manderscheidt gelegen, mit einem Durchmesser von 900—1000 m: der weite Kessel ist nur noch zur Hälfte mit Wasser ausgefüllt, die andere Hälfte besteht aus sumpfigen Wiesen; die Umwallung, in welcher zumeist die anstehenden Devonschichten zu Tage treten, ist auf der Ostseite durch den Meerbach durchbrochen (siehe die Karte S. 333). Das kleinste Maar ist die „Hütsche" bei Gillenfeld mit 60—70 m Durchmesser; nahe bei demselben liegt das „Dürre Maarchen" mit 120 bis 150 m und das „Holzmaar" mit 225—300 m Durchmesser [1]); auch diese Maare sind umgeben von vulkanischen Sanden mit zahlreichen Bomben. Viele Maare sind jetzt gänzlich entwässert; ihre Fläche ist mit Torf oder Moorbruch ausgefüllt; einige wurden ganz trocken gelegt und bebaut. Die kreisrunde Gestalt der Senke und die umliegenden Tuffe lassen das trockene Maar erkennen. Solche ehemaligen, zum Teil erst künstlich entwässerten Seeboden sind z. B. das Immerather Maar, der Dreiser Weiher, die Eigelbach bei Birresborn, das Mosbrucher und die Booser Maare auf der Hohen Eifel und andere.

Der Mosenberg bei Manderscheidt erhebt sich mit steilen Abhängen 150—200 m hoch über seiner devonischen Unterlage und 524 m über dem Meere; er bildet einen 1600 m langen und 600—700 m breiten Rücken, der sich ganz aus schwarzen Lavaschlacken und Aschen aufbaut. Die beiden nördlichen Kratere, das Hinkelsmaar und der Wanzenboden, sind rings geschlossen und umgeben von schroffen Schlackenwänden; jeder Krater enthält einen kleinen See [2]); der nördlichste Krater entsandte einst in das Elbachthal einen Lavastrom, der jetzt vom Bach wieder zum grössten Teil fortgetragen ist. Die beiden süd-

[1]) Siehe das Kärtchen bei Mitscherlich Taf. II. Berlin 1865.
[2]) Dieselben waren eine Zeit lang künstlich abgelassen, um den Torfuntergrund zu gewinnen.



Profile 74—77.
Schematische Darstellung von der Entwickelung der Vulkane in der Eifel: I. Maar, II. Vulkan mit Krater ohne Lavastrom, III. Vulkan mit Lavastrom, IV. Basaltkuppe, gezeichnet von R. Lepsius.

lichen Kratere liegen im höchsten Teil des Berges und sind mit eineinander verbunden; der Südrand des letzten Kraters ist von einem mächtigen Lavastrom durchbrochen, welcher nach Südost im Horngraben hinuntergeflossen ist bis in das tief in das Devonplateau eingeschnittene enge Thal der Kleinen Kyll; das Ende des 1600 m langen Lavastromes wurde seit der Diluvialzeit, in welcher der Strom hinabfloss, von der Kleinen Kyll vollständig durchsägt und aus ihrem Bette fortgeräumt (siehe das beistehende Kärtchen des Mosenberges und oben S. 234 und Profil 64 S. 238).

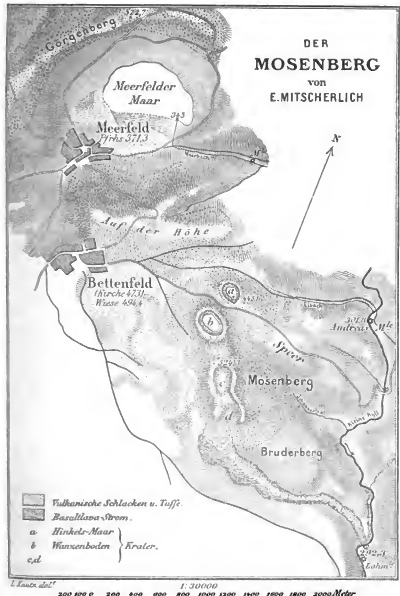
Die Umgebung von Gerolstein ist ebenso berühmt durch ihre versteinerungsreichen mitteldevonischen Kalke und Dolomite, wie durch ihre vulkanischen Erscheinungen; zu beiden Seiten des Kyllthales bei Gerolstein erhebt sich die Mehrzahl der Vulkane der Vordereifel; die ganze Gegend ist überschüttet mit Lava-Aschen und Schlackenschichten und ist bedeckt mit zahlreichen Lavaströmen. Von den verschiedenen Vulkanen der dortigen Gegend ist die Papenkaule, ein Krater mit langem Lavastrom, nördlich über Gerolstein gelegen, sowohl am leichtesten zu erreichen, als bekannt geworden durch die sorgsame Aufnahme von E. Mitscherlich [1]). Der flache Krater von 200—300 m Durchmesser ist umgeben von einem breiten Schlacken- und Aschenwall; schaumig aufgeblasene, zackig verrenkte, schwarze Lavaschlacken jeder Grösse, thränen- und strickförmig gedrehte Wurfschlacken, platte, zersprungene Fladen und grosse Blöcke dichter Lava, feine und grobe Lavasande liegen hier in unregelmässigen Schichten bis 70 m hoch aufgeschottert. Auf der Nordwestseite der Papenkaule entquillt ein Lavastrom mit zerklüfteter Schlackenhaut dem Dolomituntergrunde des Kraters: es fand hier ein seitlicher Ausfluss der Lava statt aus einer Seitenspalte, nicht aus dem Krater selbst — ein häufiger Fall auch bei den jetzt thätigen Vulkanen. Der Strom floss in einem vorgebildeten Bachthale mit halbkreisförmiger Biegung vor dem Dolomitkegel der Auburg hinab bis in das Kyllthal; in dem quer dem Laufe des Lavastromes vorliegenden Kyllthale breitete sich das Ende des bis dorthin schmalen Stromes bedeutend aus: unterhalb Gerolstein sehen wir eine 700 m lange Basaltwand, in senkrechte Säulen abgesondert, auf der rechten Thalseite stehen; die Kyll hat die Lavadecke durchschnitten und aus ihrem Bette vollständig entfernt.

Eine ähnliche, noch grössere Arbeit verrichtete der Uessbach bei Bertrich, wie wir oben erwähnten [2]); der Falkenley-Krater oberhalb Bertrich ist selbst zum grossen Teil von der Thalerosion zerstört worden; der an seinem Fusse aus den Schiefern ausbrechende Lavastrom, welcher einst das ganze Thal bis weit unterhalb Bertrich erfüllte, ist nun bis auf kleine Reste vom Flusse fortgeschwemmt worden. Die Arbeit des fliessenden Wassers wird in allen diesen Fällen übrigens bedeutend erleichtert dadurch, dass die Basaltlava der Ströme stets in

[1]) Siehe die Karte der Gegend bei Gerolstein in der genannten Abhandlung von Mitscherlich-Roth. Berlin. Akad. Wissensch. 1865, Taf. V. — Ein Bild der Papenkaule, gemalt von L. Spangenberg 1880, schmückt den Treppenflur der geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin

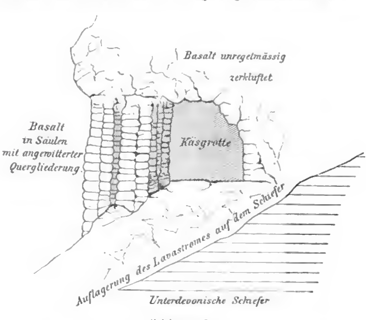
[2]) S. 234 (siehe die dort citierte Abhandlung von H. Grebe).

senkrechte Säulen abgesondert ist und die Säulen wieder quer zur Länge zerklüftet sind (siehe Zeichnung 79 S. 334).



Zeichnung 78.

Um das Alter der vulkanischen Ausbrüche in der Vordereifel festzustellen, fehlt uns zwar der Löss in diesen Gegenden vollständig. Auch aus den Lehmen und Geröllablagerungen, welche wir zuweilen unter den Schlackenschichten und den Lavaströmen antreffen (siehe oben Profil 64, S. 238), sind keine Fossilien bekannt geworden; wir dürfen dieselben aber unzweifelhaft als diluvial annehmen. Ganz sicher jedoch weist uns der Umstand, dass die Lavaströme in bereits fertig gebildete Thäler des devonischen Untergrundes hinabflossen, darauf hin, dass die Vulkane der Vordereifel erst während der Diluvialzeit entstanden; denn zur Tertiärzeit waren alle diese Thäler noch nicht vorhanden [1]). Auch der zum Teil treffliche Erhaltungszustand der Kratere und Lavaströme schreibt ihnen ein junges, ein diluviales Alter zu, gerade wie den Vulkanen der Umgebung des Laacher Sees.



Zeichnung 79.

Die „Käsgrotte“ bei Bertrich in der Vordereifel, gezeichnet von R. Lepsius.

Der Basaltlavastrom ist zum Teil in senkrecht stehende Säulen abgesondert, deren Glieder in den Querbrüchen rundlich angewittert sind, so dass sie wie aufeinander geschichtete runde „Käse“ aussehen. Der übrige Teil des Lavastroms ist klotzig zerklüftet.

Die Laven der Vordereifel gehören meist den **Leucitbasalten** an, wie F. Zirkel zuerst nachgewiesen hat [2]); so die Laven vom Firmerich

---

[1]) Wahrscheinlich begann allerdings ihre Ausfurchung während der pliocänen Zeit, deren Ablagerungen uns jedoch im niederrheinischen Schiefergebirge noch nicht bekannt sind (siehe oben S. 214).

[2]) F. Zirkel, Ueber die mikroskopische Struktur der Leucite und die Zusammensetzung leucitführender Gesteine, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1868.

bei Daun, der Umgegend von Gerolstein, vom Errensberg bei Hinterweiler, vom Steinrausch bei Hillesheim, von Kopp bei Birresborn und andere. Diese Basaltlaven besitzen eine dichte Grundmasse, die zuweilen glasreich ist (Papenkaule), und in welcher Augit, Olivin, oft auch Glimmer porphyrisch ausgeschieden liegen; die Grundmasse enthält vorwiegend Augit, dann Leucit, meist auch Nephelin, selten ein wenig Plagioklas (nach Zirkel): ferner Magneteisen, Hauyn, Melanit, Perowskit, Melilith und Picotit. Andere Laven werden zu den **Nephelinbasalten** gerechnet: so die Laven vom Mosenberg (mit Leucit), vom Kalemberg bei Birresborn (ohne Leucit), von der Kyller Höhe bei Hillesheim (ohne Leucit, mit viel Nosean in der Grundmasse), vom Schalkenmehrer Maare (ohne Leucit nach Busz, dagegen von Hussak als Leucitbasalt angegeben), von der Falkenley und vom Strome im Thal bei Bertrich (ohne Leucit) und viele andere. Die Struktur und der Gehalt an Mineralien ist im übrigen der gleiche wie bei den Leucitbasalten; diese können überhaupt nicht streng von den Nephelinbasalten in diesem Gebiete getrennt werden, wie wir dies auch für dieselben Laven der Umgebung des Laacher Sees betonten; denn die Laven der einzelnen Ströme scheinen bald mehr, bald weniger Leucit oder Nephelin zu enthalten [1]).

Im Gegensatz zu diesen diluvialen Leucit- und Nephelinbasaltlaven der Vordereifel gehören die zahlreichen Basaltkegel der Hohen Eifel einer älteren Zeit, der Tertiärzeit, an; in der Gegend von Kelberg und Adenau bis weit nördlich über das Ahrthal hinaus erheben sich auf dem Devonplateau viele einzelne Basaltkuppen, innere Kerne einstiger Vulkane, deren Kratere, Schlacken und Ströme längst fortgewaschen sind. Auch schmale Basaltgänge finden sich z. B. in den Gehängen des Ahrthales: sie streichen meist parallel den Schiefern, setzen aber häufig vertikal durch die in Winkeln von etwa 60° einfallenden devonischen Schichten. Vier von diesen circa 200 Basalten der Hohen Eifel erkannte F. Zirkel als **Plagioklasbasalte** (Basaltgesteine 1870 S. 117): nämlich diejenigen vom Brinkenköpfchen zwischen dem Mosbrucher Maar und Kelberg, von der Nürburg 689 m südlich von Adenau, vom Hochpochten 620 m nordöstlich vom Uelmer Maar und vom Kotzhardt über dem Sahrbache oberhalb Altenahr gelegen. Als ein wesentlicher Unterschied zwischen den porösen dilu-

S. 97—151, und derselbe, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine S. 164. Bonn 1870. — Sodann siehe: E. Hussak, Die basaltischen Laven der Eifel. Sitzungsber. Akad. Wissensch., 77. Band, I. Abtlg. Aprilheft. Wien 1878, und K. Busz, Mikroskopische Untersuchungen an Laven der Vordereifel. Verhandl. nat. Ver. Rheinl.-Westf. 1885, S. 418–448. — H. v. Dechen gibt in seinem Führer 1886, S. 217—225, ein Verzeichnis der bisher untersuchten Laven der Vordereifel und der in ihnen vorkommenden selteneren Mineralien.

[1]) Deshalb geben verschiedene Beobachter für die Lava eines und desselben Stromes nach verschiedenen Dünnschliffen bald Leucit- bald Nephelinbasalt an; aus demselben Grunde fand Hussak S. 16 für die Lava vom Bongsberg bei Pelm nach einem Schliff Leucitbasalt ohne Nephelin und ohne Melilith, nach einem anderen Schliff Nephelinbasalt mit wenig Leucit und viel Melilith; ebenso Busz S. 436 für zwei verschiedene Stücke der Lava vom Gossberg bei Walsdorf in dem einen fast gar keinen Nephelin neben dem Leucit, in dem anderen ebensoviel Nephelin als Leucit.

vialen Laven der Vordereifel und den dichten tertiären Basalten der Hohen Eifel ist auch anzuführen, dass die ersteren stets, die letzteren niemals Glimmer (Biotit) enthalten. Auch der Gehalt an Kieselsäure ist bei den Feldspatbasalten etwas höher als bei den Leucit- und Nephelinlaven (siehe unten die chemischen Analysen I—IV).

In der Hohen Eifel, und zwar in der Gegend zwischen Kelberg, den Booser und den Mosbrucher Maaren, liegen auch einige zwanzig Trachytkuppen [1]), von denen etwa die Hälfte den Sanidin-Oligoklas-Trachyt vom Drachenfelstypus, die andere Häfte dagegen Hornblende-Andesite vom Typus des Stenzelberges im Siebengebirge enthalten. Endlich treffen wir in der Hohen Eifel auch einen Phonolith an, und zwar im Selberg bei Quiddelbach, mitten zwischen Adenau und Kelberg gelegen; dieses Gestein [2]) enthält in dunkelgrauer dichter Grundmasse Krystalle von Sanidin (wenig Plagioklas), von dunkelbrauner Hornblende und von grünem Augite; dann Nosean, Titanit, Apatit und Magneteisen. Die beiden chemischen Analysen (unten Nr. V und VI) sind charakteristisch, um den Unterschied von einem Trachyt und einem Phonolith zu erweisen.

Von vulkanischen Tuffen verbreiten sich die schwarzen, durch Verwitterung rotbraunen Basaltaschensande, erfüllt mit Lapillistücken und Bomben, überall auf den Plateauflächen rings um die Vulkane der Vordereifel; sie sind stets gemischt, und zuweilen recht stark gemischt mit devonischen Schiefer- und Grauwackenstückchen; auch die Tuffumrandung der Maare besteht aus solchen aufgeschotterten vulkanischen Sanden. Viele einzelne Krystalle von Augit, Sanidin, Olivin, Hornblende und Glimmer liegen in diesen Aschen (z. B. Weinfelder Maar, Rockeskyll); dazu zahlreiche Bomben, am häufigsten von Olivinfels (am Meerfelder Maar besonders grosse und viele Olivinbomben), von grobkörnigen Hornblende-Olivin-Biotitgesteinen (Pulvermaar) und von Trachyten, die vorwiegend Sanidin, wenig Plagioklas, dann Hornblende, Glimmer und Hauyn enthalten. Die Bomben zeigen häufig eine schwarze Rinde von Basaltlava und Spuren von Einschmelzung; auch die Glimmer und die Devonschieferstückchen in den Schlacken sind oft rot gebrannt. Alle diese Aschentuffe wurden ausgeworfen von den Vulkanen und Maaren und sind zerstäubte Nephelin- und Leucitbasaltlaven [3]). Dagegen gehören die blätterführenden Tufflager vom Buerberge bei Schutz, nördlich vom Meerfelder Maare gelegen, und diejenigen nahe der Warth nordwestlich Daun an der Strasse nach Dockweiler der miocänen Braunkohlenbildung des Niederrheins an nach den Pflanzen, welche diese Tuffe enthalten; sie sind gleichaltrig mit

[1]) H. v. Dechen, Führer 1886, S. 250—259.

[2]) F. Zirkel, Die trachytischen Gesteine der Eifel, in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1859, S. 507—540. — A. B. Emmons, On some phonolites from Velay and the Westerwald. Leipzig 1874. — K. Busz, Verhandl. nat. Ver. Rheinl. Westf. 1885. S. 445—447.

[3]) Zersetzte braune Basalttuffe vom Stefflerberge bei Auel, westlich vom Kyllthale bei Hillesheim gelegen, und vom Niveligsberge bei Drees in der Hohen Eifel beschrieb und analysierte R. Mitscherlich (a. a. O. 1865, S. 26) als „Palagonittuff"; den Tuff vom Stefflerberg untersuchte auch E. Hussak (a. a. O. 1878. S. 22—28; siehe auch A. Penck in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1879. S. 536.

den Braunkohlen von Eckfeld bei Manderscheidt (siehe oben S. 212). Zum Teil gleichen diese feinerdigen Tuffe den Trachyttuffen und „Backofensteinen“ des Siebengebirges, die ja auch tertiären Alters sind; charakteristisch ist, dass diese Tuffe keinen Leucit oder Nephelin enthalten, sondern Augit, Olivin, zerbrochene Sanidine und Glimmer. H. v. Dechen glaubt mit Recht, dass diese tertiären Trachyttuffe auf den Devonflächen der Eifel einst eine viel grössere Ausdehnung besassen [1].

Im ganzen Hunsrück südlich des Moselthales und im ganzen Saar-Nahegebiete fehlen Ausbrüche jüngerer Eruptivgesteine fast vollständig; hier sind nur anzuführen: ein Basaltgang im Phyllit des Rochusberges bei Bingen und zwei Basaltgänge im Rotliegenden bei Kreuznach [2]; sodann vulkanische Tuffe und Schlacken mit Auswürflingen bei Stromberg im Güldenbachthale auf der Südseite des Soonwaldes [3].

Da auch im Hohen Venn, in den Ardennen, in den Kohlenrevieren von Belgien bei Aachen und an der Ruhr, ferner in dem weiten Sauerlande jüngere Eruptivgesteine nicht bekannt sind, so beschränken sich demnach die vulkanischen Ausbrüche zur Tertiär- und Diluvialzeit im niederrheinischen Schiefergebirge wesentlich auf den Westerwald, das Siebengebirge, die Umgebung des Laacher Sees und die Eifel. Wenn wir mit dieser Verbreitung der jüngeren Eruptivgesteine im rheinischen Schiefergebirge diejenige der heissen Quellen, wie wir sie oben (S. 245 bis 248) erwähnten, vergleichen, so erkennen wir, dass die beiden Verbreitungsgebiete keineswegs zusammenfallen; dagegen entströmt den Spalten des Schiefergebirges nirgends so viel Kohlensäure als in den jüngsten Vulkangegenden des Laacher Sees und der Vordereifel.

Chemische Analysen von jüngeren Eruptivgesteinen aus der Vordereifel und aus der Hohen Eifel.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO^2 .	42,92	39,97	42,69	51,86	60,01	55,69
Al^2O^3.	13,61	13,90	11,73	19,03	21,03	19,59
Fe^2O^3.	16,28	12,20	4,72	—	—	4,42
FeO .	—	—	7,31	14,62	8,48	MnO 1,31
MgO .	11,36	15,20	14,57	4,02	0,73	1,12
CaO .	10,75	11,78	11,07	7,09	3,19	5,63
Ka^2O .	3,02	3,06	3,36	Spur	2,01	4,85
Na^2O .	1,94	2,03	1,59	3,14	4,29	4,93
	99,88	TiO^2 1,77	2,26	99,76	99,74	H^2O 2,47
		100,00	99,30			100,01

Spez. Gew. = 2,721 = 2,654 = 2,57 — 2,63

---

[1] H. v. Dechen, Führer S. 82 und S. 202—204. — Schon R. Mitscherlich a. a. O. 1865, S. 32, kennt die Tuffe vom Buerberge als eine tertiäre Ablagerung.

[2] R. Lepsius, Das Mainzer Becken S. 27. Darmstadt 1883.

[3] H. v. Dechen, Uebersicht 1884, S. 54. — Es sei hier noch erwähnt, dass H. Grebe Spuren von vulkanischen Sanden auch südlich des Moselthales auf den nördlichen Plateauflächen des Hunsrücken gefunden hat, nach einer vorläufigen Notiz im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anst. Bd. VI, S. 365. Berlin 1886.

I. Leucitbasaltlava vom Gossberg bei Walsdorf, südöstlich von Hillesheim. nach E. Hussak, Sitzungsber. Akad. Wissensch. Wien 1878, S. 20.

II. Nephelinbasaltlava vom Mosenberg, nach R. Mitscherlich. Berlin. Akad. Wissensch. 1865, S. 21.

III. Nephelinbasaltlava von der Käsgrotte bei Bertrich, nach R. Mitscherlich. Berlin. Akad. Wissensch. 1865, S. 21.

IV. Feldspatbasalt vom Brinkenköpfchen bei Kelberg in der Hohen Eifel, nach F. Zirkel, Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 1859, S. 539.

V. Trachyt (Sanidin-Oligoklas-Trachyt) vom Freienhäuschen bei Kelberg in der Hohen Eifel, nach Zirkel, Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 1859, S. 535.

VI. Phonolith vom Selberg bei Quiddelbach, nach H. v. Dechen, Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. Bonn 1886, S. 266.

Das oberrheinische Gebirgssystem.

I. Orographische Uebersicht des oberrheinischen Gebirgssystemes.

Ein Gebirgssystem umfasst alle diejenigen Gebirge, welche durch einen analogen geologischen Bau ihre gleichartige Entstehung zu erkennen geben. Nach diesem Gesetze fügen wir zu einem Gebirgssystem auch solche Landgebiete zusammen, welche orographisch in scheinbar recht verschiedenartige Teile zerfallen; ein derartiges, mannigfaltig gegliedertes Ganze ist im Gegensatz zu dem einheitlich geschlossenen niederrheinischen Schiefergebirge das oberrheinische Gebirgssystem. Zu diesem Systeme gehören die folgenden Gebirge und Landstrecken: den Kern des Systemes bildet die oberrheinische Tiefebene und ihre vier Randgebirge, Schwarzwald, Vogesen, Odenwald und Haardt; westlich an die elsässischen und pfälzer Berge schliesst sich die lothringische, östlich an Schwarzwald und Odenwald die schwäbische und fränkische Abdachung an, dort bis zum Ostrande des Pariser Beckens, hier bis zu dem umkränzenden Walle der schwäbischen und fränkischen Alp sich ausbreitend; auch der Spessart, dann das ganze hessische Waldgebirge mit dem Vogelsberg, der Rhön und dem Habichtswalde sind ihrem geologischen Bau nach zu dem oberrheinischen Gebirgssysteme zu rechnen.

Die Grenzen dieses umfangreichen Gebietes sind zumeist auch orographisch deutlich hervorgehoben. Der Rand des niederrheinischen Schiefergebirges gegen das oberrheinische System ist uns bekannt (oben S. 3 und 4): wir folgten ihm von Luxemburg über Saarbrücken, Kaiserslautern und Worms nach Frankfurt, dann am Ostrande des Schiefergebirges entlang über Giessen und Marburg bis Stadtberge an der Diemel. Von hier aus grenzt das oberrheinische Gebirgssystem in der ganzen Länge von Kassel bis Regensburg an das herzynische Gebirgssystem: hier streicht hindurch die bedeutende Verschiebungslinie, welche den deutschen Boden in zwei grosse Hälften zerlegt, die wichtigste Dislokation in Deutschland, welche quer von Nordwest nach Südost an den Südwestabhängen des Teutoburger Waldes, des Thüringer Waldes, des Fichtelgebirges und des Böhmer Waldes hinläuft. Auch orographisch ist diese grosse Bruch- und Spaltenlinie deutlich gekennzeichnet, mit

alleiniger Ausnahme der Wesergegend, in der wir nur eine künstliche Scheide errichten können; wir wollen hier die Diemel bis zu ihrer Mündung in die Weser bei Karlshafen 99,7 m als Grenze nehmen, dann der Weser aufwärts folgen bis Münden 117 m und an der Werra hinaufgehen bis zum Nordwestende des Thüringer Waldes: die Werra quert in einer westöstlich gerichteten Strecke ihres Laufes zwischen Berka und Hörschel bei Eisenach die Erhebungslinie des Thüringer Waldes. Von hier an ist die Grenze zwischen den beiden Gebirgssystemen scharf ausgeprägt: wir folgen der Werra weiter über Salzungen 220,5 m und Meiningen 295,6 m bis Hildburghausen 370,6 m, überschreiten dann auf der Werraeisenbahn die Wasserscheide gegen den Main in circa 420 m Höhe und gelangen hinüber nach Koburg 291 m und am roten Main hinauf bis Bayreuth 332,3 m: hier stehen wir bereits in der langen und schmalen Senke, welche das Fichtelgebirge und den Böhmer Wald abtrennt von dem hohen Wall des fränkischen Jura, eine Senke, welche, hervorgerufen durch die hier durchstreichenden Bruchspalten, uns recht deutlich vor Augen führt die Abhängigkeit des orographischen Bildes von der inneren geologischen Struktur der Gebirge!

Diese Senke wird entwässert nach Norden durch die Quellzuflüsse des Maines, nach Süden durch die Naab; die flache Wasserscheide zwischen beiden Flussgebieten liegt bei Neustadt am Kulm in circa 500 m Höhe und ist gekennzeichnet durch zahlreiche kleine Seen und durch Torfmoore, welche das ganze Quellgebiet der Haidenaab und der Vils erfüllen. Ueber Amberg 385 m an der Vils und Schwandorf 356 m an der Naab erreicht die Grenze bei Regensburg in 330 m Höhe die Donau und zugleich die am weitesten nach Osten vorgeschobene Ecke des ganzen oberrheinischen Gebirgssystemes. Von Regensburg an bis nach Basel und Belfort grenzt unser System an die alpinen Vorländer; längs der oberbayerischen Hochebene folgen wir dem Donauthal aufwärts über Ingolstadt 370 m und Ulm 476 m bis zum Austritt der Donau aus der schwäbischen Alp an der Ablach-Mündung bei Blochingen 560 m; von hier aus überschreiten wir die niedrige Wasserscheide zwischen Donau und Rhein oder zunächst zwischen Ablach und Stockach bei Schwackenreuthe in 623 m Höhe und gelangen dann zum südlichsten Rande des Systemes, welcher von Schaffhausen 385 m durch das Klettgau nach Waldshut 340 m und den Rhein hinab bis Basel (277 m Centralbahnhof, 248 m Rheinspiegel) zu ziehen ist. Bei Basel erreichen wir den Sundgau, am Südende der oberrheinischen Tiefebene gelegen; quer vor derselben und am Südrande von Schwarzwald und Vogesen streicht entlang der schweizer Jura, ein Gebirge, welches seiner inneren Struktur nach bereits zum Alpensystem gehört. Der Einsenkung des Jurazuges, welchen der Rhein zwischen Schaffhausen und Basel durchbricht, entspricht auf der Südseite der Vogesen die Burgunder Pforte, eine flache Wasserscheide von 350 m Höhe über dem Meere zwischen Rhein und Rhone, resp. zwischen Ill und Doubs; die Festung Belfort sperrt dieses Völkerthor, dessen Linien häufig im Laufe der Geschichte und noch jüngst im französischen Kriege der Schauplatz entscheidender Kämpfe waren.

Im Westen des oberrheinischen Gebirgssystemes finden wir keine scharf ausgeprägte Grenze gegen die beiden nächstliegenden französischen Gebirgssysteme, gegen das Centralplateau von Frankreich und gegen das Pariser Becken; wir begegnen zwar hier in Lothringen derselben Jura-Umwallung wie drüben in Schwaben, aber die Terrainstufen sind unbedeutender, und die Grenze des Systemes ist nur zu erkennen im Plateau von Langres und in der Wasserscheide zwischen der Maas und den Seine-Zuflüssen. Aus diesen Grenzgebieten erwähnen wir die folgenden Orte mit ihren Höhenzahlen: Vésoul 220 m östlich vom Saône-Thal, Langres 473 m, nahe den Quellen der Marne gelegen, Neufchâteau 282 m an der Maas, Toul 204 m an der Mosel, Nancy 200 m an der Meurthe, Metz 168 m an der Mosel; Verdun 208 m und Sédan 158 m an der Maas.

Als fernste Punkte des oberrheinischen Gebirgssystemes sind in ostwestlicher Richtung Langres und Regensburg 513 km, in nordsüdlicher Richtung Basel und Kassel 448 km von einander entfernt. Zwischen den oben angegebenen Grenzen nimmt das System einen Flächenraum von etwa 80000 qkm ein in Gestalt eines schief von Südwest nach Nordost gerichteten Rechteckes von circa 200 und 400 km Länge der Seiten.

Innerhalb des oberrheinischen Gebirgssystemes liegen die folgenden deutschen Staaten und Provinzen: Elsass-Lothringen mit 14,509 qkm, das Grossherzogtum Hessen mit 7680 qkm, die bayerische Pfalz mit 5937 qkm, Baden mit 15,081 qkm, Württemberg mit 19,504 qkm, die drei fränkischen Provinzen von Bayern und die Oberpfalz mit 32,635 qkm, die preussische Provinz Hessen-Kassel mit 10,207 qkm — also ganz Süddeutschland mit Ausnahme der oberbayerischen Hochebene (die zum Alpenvorland gehört) und ein Teil von Mitteldeutschland.

So mannigfaltig gegliedert auch dieses grosse Gebirgssystem erscheint, so wird es doch auch äusserlich als einheitlich dadurch gekennzeichnet, dass das System seiner Hauptfläche nach entwässert wird durch den Mittellauf des Rheines: der Rhein selbst strömt quer durch das System hindurch in der oberrheinischen Tiefebene von Basel bis Mainz in einer Länge von circa 300 km; Main und Neckar durchfliessen in ihrer ganzen Länge und mit ausgebreiteten Zuflussgebieten die schwäbisch-fränkischen Tafellande. Der Durchbruch der Donau zwischen Donaueschingen und Sigmaringen, sowie derjenige der Wörnitz und Altmühl durch den Jurawall sind hydrographische Anomalien, welche nur durch die geologische Geschichte dieser Thalläufe zu erklären sind; den analogen Fall, dass die lothringische Abdachung durch die Mosel und Maas zum Niederrhein hin entwässert wird, haben wir bereits oben S. 220 besprochen. Im Nordosten des Systemes entfliessen endlich dem hessischen Waldgebirge in der Lücke zwischen Thüringer Wald und dem niederrheinischen Schiefergebirge die Quellzuflüsse der Weser, Werra und Fulda, mit Wasserscheiden gegen den Main, welche in und neben den beiden vulkanischen Gebirgen, dem Vogelsberg und der Rhön, liegen.

Die symmetrische Anordnung der Gebirge des oberrheinischen Systemes zu beiden Seiten einer tiefen Grabenversenkung ist ein so seltener Fall geologischer Struktur, dass auch orographisch die oberrheinische

Tiefebene, welche tief eingesenkt liegt mitten im süddeutschen Berglande, als eine der auffallendsten Erscheinungen in der Oberflächengestaltung von Deutschland bezeichnet werden muss; während die meisten Gebirge der Erde unsymmetrisch gebaut sind, ordnen sich Vogesen und Schwarzwald, Odenwald und Haardt als symmetrische Randgebirge zu den beiden Längsseiten der oberrheinischen Tiefebene an; auch stimmen die noch weiter westlich und östlich gelegenen Senkungsfelder von Lothringen und Schwaben-Franken in ihrem Bau und ihren Formen miteinander überein.

Nicht ein Flussthal ist die oberrheinische Tiefebene[1]) — selbst der mächtige Rheinstrom hätte nicht eine Ebene von vier Meilen Breite und vierzig Meilen Länge auszufurchen vermocht — sondern sie ist eine weite Erdspalte, ein Senkungsfeld gerade in der Mitte des höchsten Erhebungsgebietes im oberrheinischen Gebirgssystem gelegen. ein breiter Graben, dessen Ursprung aus der inneren Struktur des oberrheinischen Erdgewölbeteiles zu erklären und herzuleiten ist; sie war einst ein Meeresarm und wurde später eine Seefläche, welche der Rhein vorfand, als er geboren ward. Als einzige Tiefebene im süddeutschen Berglande ist dieselbe begabt mit einem trefflichen, segenspendenden Klima und mit einem fruchtbaren, unerschöpflichen Boden: das nördliche Ende derselben ist die wärmste Gegend von Deutschland. so dass an den Südabhängen des Taunus die echten Kastanien reifen und im Rheingau die edelsten Weine wachsen.

Als einzige Erhebung in dieser Tiefebene ist der Kaiserstuhl[2]) im Breisgau zu nennen. eine vulkanische Berggruppe, deren höchster Punkt auf dem Totenkopf 557 m hoch aufragt, 375 m über dem am Westfusse des Kaiserstuhles vorüberfliessenden Rheine. Zwei bis drei Kilometer südöstlich des Kaiserstuhls steht, getrennt von jenen Bergen durch eine sumpfige Ebene (das Ried), der Tuniberg 308 m bei Thiengen, aus Jurakalk bestehend, eine Scholle, die noch dem Schwarzwald-Vorlande zuzurechnen ist.

Das Stromgefälle des Rheines ist von Basel, wo der Nullpunkt des Pegels 243,3 m über N.N. liegt[3]), bis Kehl, wo derselbe 132 m über N.N. steht, verhältnismässig stärker, als weiter nördlich, nämlich von Basel bis Altbreisach 0,86 m auf 1 km, bei Kehl noch 0,5 m auf

---

[1]) R. Lepsius, Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge. Mit einer Uebersichtskarte. Stuttgart 1885.

[2]) Auf der höchsten Kuppe dieses kleinen Gebirges, „Zu den neun Linden" am Totenkopf, soll Kaiser Rudolf von Habsburg einigemal Gericht gehalten haben: daher der Name der ganzen Berggruppe „Kaiserstuhl".

[3]) Die Marke der europäischen Gradmessung am badischen Bahnhof in Basel zeigt 258,3 m über N.N. an. Der Zentralbahnhof in Basel liegt 277 m über N.N. Wir bemerken hier, dass der Nullpunkt des Amsterdamer Pegels 0,186 m und „das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde" 0,056 m über Normalnull (N.N.) liegen. Die Höhenmessungen in Baden beziehen sich auf den Boden des Strassburger Münsters als Ausgangspunkt; die Meereshöhe desselben wurde früher zu 145,75 m angenommen, ist aber jetzt durch neuere Messungen auf 143,73 m über N.N. festgesetzt worden; daher sind die badischen Höhenzahlen um 2 m zu reduzieren. Der Nullpunkt der bayerischen Triangulation liegt 1,7 m unter N.N. Nur auf der neuen Karte des Deutschen Reiches im Massstabe 1 : 100.000 sind die Höhenzahlen überall in Metern über Normalnull angegeben und richtig reduziert worden.

1 km; zwischen Philippsburg und Mannheim nur 0,08 m, in der Rheinschlinge bei Erfelden 0,04 m; von Oppenheim bis Mainz 0,1 m und von Mainz bis Bingen 0,12 m auf 1 km; von Oppenheim an nimmt demnach das relative Gefälle wieder an Grösse zu [1]). Im ganzen fällt der Rhein von Basel bis Kehl 111,3 m, von Kehl bis Oppenheim 50 m, von Oppenheim bis Bingen 5 m.

Wie tief verhältnismässig die Rheinebene zwischen den Randgebirgen eingesunken ist, ergibt sich aus den Querprofilen, deren Hauptpunkte die folgenden sind: Feldberg 1493 m im Schwarzwald, Gebweiler Belchen 1426 m in den Vogesen, und zwischen beiden Punkten der Rheinspiegel mit circa 200 m Meereshöhe; ebenso Grosser Kalmit 679 m in der Haardt, Katzenbuckel 628 m im Odenwald, und zwischen beiden Punkten der Rheinspiegel mit circa 90 m; endlich der Donnersberg 687 m im pfälzer Gebirge und der Rheinspiegel bei Worms in 86 m Meereshöhe. Wir werden sehen, dass die Differenzen für die Schichtensysteme, welche in die oberrheinische Tiefebene eingesunken sind, mindestens doppelt so gross sind, als die eben angegebenen Höhenunterschiede in den orographischen Profilen.

Betrachten wir die vier Randgebirge in ihrer allgemeinen Gestaltung, so erkennen wir erstens die wichtige Thatsache, dass dieselben nach innen zur Rheinebene hin hoch und steil abstürzen, dass sie sich jedoch nach aussen hin gegen Lothringen und Schwaben zu flach abdachen; zweitens bemerken wir, dass die Randgebirge sich nahe über ihren inneren Rändern sogleich zu den bedeutendsten Höhen erheben: der höchste Berg der Vogesen, der Gebweiler Belchen 1426 m und der höchste Berg der Haardt, der grosse Kalmit 679 m, stehen hart über der Rheinebene; im Schwarzwald und Odenwald liegen zwar die höchsten Berge, Feldberg 1493 m und Katzenbuckel 628 m weiter östlich zurück, aber auch hier ragen am Rande der Gebirge hohe Berge direkt auf über der oberrheinischen Tiefebene, wie der Belchen 1413 m und die Hornisgrinde 1164 m im Schwarzwalde, der Melibocus 519 m an der Bergstrasse. Dazu fallen die Randgebirge zur Rheinebene hin in grössere Tiefen ab als nach Lothringen und Schwaben: die oberrheinische Tiefebene besitzt am Westfuss des Schwarzwaldes bei Basel und Freiburg nur 270 m Meereshöhe, während auf der Ostseite des Schwarzwaldes Donaueschingen in 678 m Höhe liegt. Ueber Gebweiler, das 260 m hoch gelegen ist, steigt in einer Entfernung von nur 8 km der grosse Belchen bis 1426 m auf; dagegen haben wir von diesem Berge aus 40—50 km weit nach Westen zu gehen, um an den Westrand der Vogesen zu gelangen, an welchem wir z. B. Plombières in 406 m und Epinal im Moselthale in 311 m Meereshöhe antreffen.

Die oberrheinische Tiefebene dacht sich mit einem ganz flachen Gefälle von Süden nach Norden zu ab von der Höhe von 280 m bei Basel bis auf die Tiefe von 80 m bei Mainz. Die Randgebirge steigen mit ihren beiden Südenden in den Belchenstöcken am höchsten auf: über der Burgunder Pforte (Col de Valdieu 350 m) erheben sich die

[1]) M. Honsell, Der natürliche Strombau des deutschen Oberrheins, in Verhandl. des VII. deutschen Geographen-Tages zu Karlsruhe, S. 39. Berlin 1887.

Vogesen rasch bis zum Bärenkopf 1078 m und zum Elsässer Belchen 1254 m; über dem Rhein bei Säkkingen 293,5 m steht der Hornberg mit 1003 m. Allmählich sinkt die Höhe des Gebirges nach Norden zu herab bis zu den beiden Senken, welche den Schwarzwald vom Odenwald und die Vogesen von der Haardt abtrennen: östlich die Kraichgauer Senke, deren Wasserscheide bis auf 300 m fällt, westlich die Zaberner Senke, deren Wasserscheide in 400 m liegt. Jenseits dieser bemerkenswerten Einsenkungen erheben sich die Randgebirge zum zweitenmale im Odenwald und in der Haardt, wenn auch nur zur halben Höhe der beiden südlichen Gebirge.

Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge erstrecken sich ihrer Länge nach in der Richtung von Südsüdwest in Nordnordost (genau in N. 25° O.). Vogesen und Haardt haben zusammen eine Länge von 229 km (Belfort bis Kaiserslautern), Schwarzwald und Odenwald erreichen die grössere Länge von 280 km (Basel bis Darmstadt); der Rhein besitzt von Basel bis Mainz eine Länge seines Laufes von 360 km bei einem Gefälle von 163 m Höhe.

Die Vogesen[1]) lassen sich, wie Schwarzwald und Odenwald, teilen in zwei geologisch und orographisch gesonderte Hälften: das granitische Grundgebirge, welches zunächst über der Rheinebene steht, und das Sandsteingebirge, das mit weniger hohen Bergzügen das Grundgebirge westlich umzieht und nördlich ohne scharfe Grenze in die Sandsteinplateaus der Haardt übergeht. Das Granitgebirge enthält den höchsten Teil der Vogesen, den wir wie drüben im Schwarzwald als „Belchenstock" bezeichnen wollen, und das Hochfeld, dessen Massiv bis an das Breuschthal reicht. Die Grenze zwischen dem granitischen Grundgebirge und den Sandsteinzügen ist auch orographisch gekennzeichnet durch die Einschnitte der Flussthäler; sie verläuft nämlich: das Breuschthal hinauf bis auf die niedrige Wasserscheide bei Saales 565 m; dann hinüber ins Meurthe-Thal nach St. Dié 335 m und von hier aus längs der neuen Bahnlinie in tiefen Thalsenken über Bruyères 445 m die Vologne hinab ins Moselthal oberhalb Epinal; weiter die Mosel hinauf bis Remiremont 384 m und auf der Strasse nach Plombières 406 m; endlich quer nach Südost hinüber bis Belfort 363 m. Während das Sandsteingebirge dieser Grenzlinie gegen das Grundgebirge stets schroffe Gehänge zuwendet, taucht dasselbe gegen Westen allmählich flach unter die niedrigeren Plateauflächen der jüngeren Triasstufen.

Der Hauptkamm der Vogesen zieht inmitten des Grundgebirges von Südsüdwest nach Nordnordost; er beginnt mit dem südlichen Eck-

---

[1]) „Mons Vosagus oder Vosegus" bei Caesar, de bello gallico lib. IV, cap. 10, und bei Plinius, Historia naturalis lib. XVI, cap. 197. Eine schlechte Lesart der Handschriften „Vogesus" liess unsere jetzige gebräuchliche Bezeichnung „Vogesen" entstehen, während der französische Name „les Vosges" sich offenbar aus der richtigen Lesart „Vosegus" ableitet; dagegen kann natürlich unser „Vogesen" nicht aus dem französischen „les Vosges" herstammen. Die alte deutsche Benennung der Vogesen ist „Wasgenwald", eine Umdeutschung des keltischen Namens, der uns latinisiert vorliegt. „Wasgau" ist eine neuere falsche Umdeutung des ersten Wortbestandteiles von „Wasgenwald": einen „Wasgau" hat es niemals gegeben: das Elsass war in einen „Nordgau" und einen „Sundgau" (Südgau) politisch eingeteilt. „Wasgenwald" heissen die Vogesen im Nibelungenlied.

pfeiler und mächtigen Bergrücken, auf dem der Elsässer Belchen (auch Wälscher Belchen genannt) 1254 m und auf französischer Seite der Ballon de Servance 1189 m sich erheben; er verläuft weiter über den Grand Ventron 1309 m, den Rheinkopf 1298 m, den Hohneck 1366 m und die Hautes Chaumes 1306 m bis auf das Hochfeld 1095 m; seine Länge beträgt 80 km. Die Wasserscheide zwischen den Zuflüssen der Ill und denjenigen der Mosel folgt diesem Hauptkamme, der eine mittlere Höhe von 1100 m besitzt, bis zum Climont 974 m; sie weicht dann nach Westen aus um das Breuschthal herum und gleitet über den Pass bei Saales auf den westlich gelegenen Sandsteinkamm; auch die Landesgrenze ist längs der Wasserscheide gezogen.

Der Belchenstock der Vogesen ist ein in sich fest gefügtes Gebirge, über dessen in gleichmässiger Höhe fortlaufenden Hauptkamm in Meereshöhen von 800—1000 m nur wenige und flache Pässe führen: von diesem Stock trennt sich im Norden das Massiv des Hochfeldes ab durch einen breiten, tief eingeschnittenen Sattel, über welchen eine Strasse von Steige im Weilerthale in 585 m Höhe hinüberführt nach Saales.

Dem Hauptkamm östlich vorgelagert steht eine Reihe von hohen Bergen direkt über der Rheinebene, der Bärenkopf 1078 m, der Rossberg 1196 m, der Gebweiler Belchen 1426 m und der Kahle Wasen 1274 m, Berge, welche durch tiefe Thäler, die vom Hauptkamme herabziehen, von einander abgetrennt werden. Der dritte am weitesten nach Westen gelegene Vogesenkamm läuft auf dem Sandsteingebirge entlang, in derselben Richtung von Südsüdwest nach Nordnordost parallel den beiden Bergzügen des Grundgebirges: dieser dritte Bergzug beginnt mit den Sandsteinbergen bei Remiremont und Bruyères, setzt sich fort über den Ormont 890 m bei St. Dié, läuft über die westlichen Hautes Chaumes 933 m zum Donon 1010 m und hinauf zur Plattform des Prancey 1004 m und des Schneeberges 961 m; von hier an sinkt der Sandsteinkamm, bedeckt mit schönen Buchenwäldern, rasch bis zum Durchbruch der Zorn und bis auf die Zaberner Steige (höchster Punkt der Strasse 404 m); jenseits dieses wichtigen Ueberganges aus Lothringen in das Elsass schliesst sich dieser Vogesenkamm bei der Feste Lützelstein direkt an die Sandsteinflächen des Westrich, des pfälzischen Hinterlandes.

Zwischen dem Nordende des Grundgebirgs der Vogesen und dem Südende der Haardt öffnet sich zur Rheinebene eine weit nach Westen eindringende breite Bucht, in welcher wir ein niedriges, fruchtbares Hügelland antreffen: das ist die Zaberner Bucht, geologisch und orographisch eine Senke, welche derjenigen des Kraichgaues drüben zwischen Schwarzwald und Odenwald genau entspricht. In dieser Bucht erhebt sich am höchsten der Bastberg [1]) 329 m bei Buchsweiler; die

[1]) Goethe machte auf dem Bastberge seine ersten geologischen Studien, über welche er sagt (Aus meinem Leben, zehntes Buch, Cotta, S. 409): „Doch alle diese Betrachtungen übertraf der Anblick, wenn man von dem nahegelegenen Baschberg die völlig paradiesische Gegend überschaute. Diese Höhe, ganz aus verschiedenen Muscheln zusammengehäuft, machte mich zum erstenmale auf solche Dokumente der Vorwelt aufmerksam; ich hatte sie noch niemals in so grosser Masse beisammen gesehen.“ In der That sind die tertiären Süsswasser-Ablagerungen auf dem Gipfel des Bastberges ganz erfüllt von Versteinerungen (siehe unten).

östlich an das Hügelland anstossende Rheinebene liegt bei Hagenau 140 m hoch über dem Meere. Der Sandsteinkamm weicht hier nach Westen bis jenseits der Stadt Zabern zurück in den Gebieten der alten Feste Pfalzburg 325 m und der ehemaligen Grafschaft Hanau-Lichtenberg.

Die Haardt[1]) ist fast ausschliesslich ein Sandsteingebirge, da das unterlagernde kristalline Grundgebirge nur in den tiefsten Thaleinschnitten am Ostrande der Haardt in der Vorderpfalz zu Tage tritt. Wie im Odenwald und Spessart gliedern sich die ausgedehnten Sandsteinplateaus der Haardt und des dahinter liegenden Westrich in einzelne Hauptbergzüge, welche in der Richtung des oberrheinischen Gebirgssystemes von Südsüdwest in Nordnordost streichen und mit Verwerfungen an einander abbrechen. Der höchste Bergkamm erhebt sich am östlichen Rande der Haardt unmittelbar über der Rheinebene: er beginnt im Süden mit dem in die Zaberner Bucht weit vorspringenden isolirten Hochwalde 548 m bei Wörth, zieht über den Trifels 455 m und Hohenberg 553 m bei Annweiler, den Teufelsberg 601 m und Schänzel 614 m bis auf den Grossen Kalmit 679 m, dem höchsten Berge der Haardt, und endigt im Peterskopf 495 m bei Dürkheim. Dieser Bergzug hat eine Länge von 65 km; an drei Stellen wird er tief durchschnitten von Rheinzuflüssen: bei Weissenburg von der Lauter, bei Landau von der Queich und bei Neustadt vom Speyerbach. Derselbe verhält sich ganz analog dem vordersten Bergzuge im Belchenstock der Vogesen.

Einen zweiten Bergkamm verfolgen wir 15 km weiter westlich mitten durch die Haardt: er beginnt im Süden mit dem Grossen Winterberge 575 m, zieht über den Grossen Eyberg bei Dahn, den Eschkopf 610 m auf der Frankenweide und den Waltersberg 463 m bis zum Stumpfwalde bei Göllheim. Der hinterste Bergzug bildet die Fortsetzung des Zaberner Sandsteinrückens: derselbe wird bezeichnet durch den Sarreinberg 432 m, den Hohen Kopf 441 m bei Bitsch und den Kirchberg 385 m bei Pirmasens; er endigt in der Sickinger Höhe (höchster Punkt auf dem Hausberge 471 m) bei Landstuhl und Kaiserslautern.

Die stark bewaldeten Sandsteinplateaus der hinteren Pfalz werden der „Westrich" genannt; dieselben besitzen einen wenig ergiebigen Boden im Gegensatz zu der fruchtbaren und rebenumkränzten Vorderpfalz vor den östlichen Haardtabhängen. Die Wasserscheide zwischen der Rheinebene und den Saar-Nahe-Zuflüssen läuft zunächst von dem Sandsteinkamm der nördlichen Vogesen über die Lützelsteiner Höhen auf den hintersten Bergzug der Haardt, tritt bei Pirmasens nach Nordost hinüber zum Eschkopf, einem Bergrücken, der die ganze mittlere Haardt dominiert, und bleibt dann auf diesem Zuge bis zum Stumpfwalde. Die Grenze der Haardt gegen das Saar-Nahe-Gebiet ist scharf ausgeprägt durch die steilen Sandsteingehänge, welche die nördlichen Haardtberge (Sickinger Höhe, Spiecherer Höhen) zuwenden der pfälzischen Moorniede-

[1]) Haardt, Hart bedeutet im Althochdeutschen „Wald" und ist ein in den deutschen Landen häufig vorkommender Name für waldreiche Gebirge, der z. B. in Haar, Harz, Spessart steckt. „Haardtwald" würde also eine Tautologie sein.

rung bei Kaiserslautern-Homburg und dem Kohlengebirge bei Neunkirchen-Saarbrücken. Die westliche Grenze bildet das Saarthal von Saarburg bis Saarbrücken. Auf der Ostseite der Haardt besitzt die Rheinebene in der Vorderpfalz eine Höhe von circa 200 m über dem Meere, während der Nordwestrand des Gebirges von Göllheim bis St. Ingbert eine mittlere Höhe von 235 m erreicht, nämlich in Kaiserslautern 234 m, Landstuhl 249 m, Homburg 230 m.

Der Schwarzwald [1]) teilt sich zunächst ebenso wie das gegenüberstehende Schwestergebirge in ein granitisches Hauptmassiv, den Belchenstock, und ein diesen Kern umlagerndes Sandsteingebirge; das letztere nimmt den ganzen nördlichen, niedrigeren Teil des Schwarzwaldes ein, vom Murgthale an bis zur Kraichgauer Senke.

Den Hauptkamm des Schwarzwaldes bildet die Wasserscheide im Belchenstock und richtet sich parallel der allgemeinen Längsrichtung des Gebirges von Südsüdwest in Nordnordost; derselbe beginnt im Süden mit dem Rohrkopf 1170 m bei Schopfheim, läuft über den Hochkopf 1263 m, den Blössling 1310 m und das Herzogenhorn 1415 m bis auf die höchste Erhebung des Schwarzwaldes, den Feldberg 1493 m; er zieht nördlich des Höllenthal-Passes weiter über den Hohle Graben 1031 m, den Brend 1149 m bei Furtwangen und den Briglirain 1106 m bis zum Rensberg 972 m bei Hornberg. Einen zweiten Bergzug von kaum geringerer Höhe, als der erste ist, erkennen wir weiter westlich parallel dem Hauptkamm und zwar verfolgen wir ihn vom Blauen 1165 m bei Badenweiler über den Belchen 1413 m, den Erzkasten 1284 m, den Kandel 1241 m, den Rohrhardtsberg 1142 m, den Grossen Hundskopf 950 m bei Petersthal, über die Passhöhe des Kniebis 971 m und durch das obere Murgthal bis auf den Hohloh 989 m und den Dobel 720 m bei Herrenalb. Ein dritter, kürzerer Bergzug, dessen Höhen zum Teil bereits im abgesunkenen Vorlande liegen, erhebt sich nördlich der Freiburger Bucht unmittelbar über der Rheinebene: er beginnt mit dem Hünersedel 744 m, zieht über den Rauhkasten 638 m, den Mooswald 871 m bei Oppenau, die Hornisgrinde 1164 m bis zum Merkur 670 m bei Baden und den Eichelberg 532 m, die Gebirgsecke am Austritt der Murg aus dem Schwarzwalde.

Für die richtige Erkenntnis der inneren Struktur des Schwarzwaldgebirges sind sehr bemerkenswert die drei nach Südwesten scharf ausspringenden Bergecken: diejenige des Vorwaldes bei Säkkingen, die zweite im Blauen bei Kandern, die dritte am Hünersedel bei Emmendingen; stufenförmig bricht ein Bergkamm nach dem andern am Südwestrande des Gebirges an der Rheinversenkung ab, quer zu der Nordnordost-Hauptrichtung der einzelnen Bergzüge und des ganzen Gebirges.

Die Wasserscheide des Schwarzwaldes verläuft auf dem Hauptkamme vom Hochkopf bis zum Briglirain; von dem letzteren Gebirgs-

---

[1]) Der Schwarzwald wurde von den Römern Marciana silva genannt; er wird mit diesem Namen auch auf der Peutingerschen Tafel bezeichnet; „Maccianae silvae" bei Ammianus Marcellinus lib. XXI, cap. 8. — Im Mittelalter heisst das Gebirge bereits Schwarzwald, daher in den Urkunden „silva nigra".

knoten aus weicht dieselbe etwas nach Osten aus, indem sie den tiefen Einschnitt des Kinzigthales umzieht, und geht über den Kesselberg 1025 m über auf die Sandstein-Plateaus des nördlichen Schwarzwaldes, zunächst auf die Schramberger Hardt 817 m, dann zum hochgelegenen Freudenstadt 724 m; von hier aus bleibt sie östlich des Murgthales auf den Höhen des Hohloh uud Dobel, um endlich auf die Kraichgauer Senke überzutreten. Diese Wasserscheide trennt grösstenteils nur Zuflüsse des Rheins voneinander: im Süden die Wutach von der Wiese und Dreisam, im Norden Neckar, Nagold und Enz von der Kinzig und Murg. Nur die kurze Strecke vom Hohle Graben bis zum Kesselberg ist zugleich europäische Wasserscheide, da von dort aus nach Osten die Quellbäche der Donau, Brege und Brigach, nach Donaueschingen hinabfliessen[1]). In den Vogesen greifen die Rhone-Zuflüsse kaum in das Gebirge ein, indem sie nur vom äussersten Südhange des Belchenstockes am Bärenkopf und am Elsässer Belchen zum Doubs hin abfliessen. Von der Höhe des Schwarzwaldkammes, von dem die Donauwasser hinabeilen bis zum Schwarzen Meere, können wir jenseits der Rheinebene die Vogesenberge erkennen, von welchen die Rhonezuflüsse hinabströmen bis in den Meerbusen von Lion — nur eine Entfernung von 85 km trennt hier den einen Punkt der europäischen Wasserscheide von dem andern, und doch liegt dazwischen das ganze schweizerische Stromgebiet des Rheines.

Der Hauptkamm im Belchenstock des Schwarzwaldes ist an zwei Stellen tiefer durchschnitten von den nach beiden Seiten abfliessenden Gewässern, als der Hauptkamm im Belchenstock der Vogesen: wenige Kilometer weit nördlich von der höchsten Erhebung des Schwarzwaldes, vom Feldberg 1493 m hoch, überschreitet jetzt eine Eisenbahn den nur 915 m hohen Pass oberhalb des Höllenthales; und weiter nördlich haben die Kinzig und ihre Zuflüsse ihre Quellen bereits auf die Ostseite des Gebirges verlegt: die Schwarzwald-Eisenbahn hat mit einem Tunnel den tiefsten Pass zwischen Gutach und Brigach, den nur 868 m hohen Sommeraupass bei Triberg, durchbohrt. Eine dritte Eisenbahnlinie überwindet die Höhe der Wasserscheide im nördlichen Teile des Schwarzwaldes auf dem Sandsteinplateau bei Freudenstadt in 729 m Höhe über dem Meere.

In der Kraichgauer Senke oder, wie sie geologisch gewöhnlich genannt wird, Langenbrückener Versenkung, weicht der niedrige Gebirgskamm und die Wasserscheide ebenso weit nach Osten von der Rheinebene zurück, als in der analogen Zaberner Bucht nach Westen: von

[1]) Als Donauquelle wird bekanntlich die starke Quelle im Schlossgarten des Fürsten von Fürstenberg zu Donaueschingen angesehen. — Der Erste, von dem wir Nachricht haben, dass er die Quellen der Donau besuchte, ist Tiberius, der als Feldherr des Kaisers Augustus, seines Stiefvaters, im Jahre 15 v. Chr., nach der Seeschlacht, die er den Vindelikern auf dem Bodensee lieferte, einen eigenen Ausflug nach Nordwesten machte, um die Quellen des Ister (der Donau) zu erforschen; diese Nachricht hat uns Strabo überliefert (Geographica lib. VII, cap. 1. § 5), indem er sagt: „Der Bodensee enthält auch eine Insel, deren sich Tiberius als Angriffsplatz bediente, als er die Vindeliker im Seegefechte bekämpfte. Der See liegt südlicher als die Quellen des Ister. Als Tiberius eine Tagereise vom See vorgerückt war, sah er die Quellen des Ister."

den nördlichen Ausläufern des Schwarzwaldes verfolgen, wir dieselben über den Wartberg 375 m bei Pforzheim, den Scheuelberg 382 m und die drei Eichen 337 m bis auf die Höhen westlich über dem Neckar bei Wimpfen. Dass der Neckar nicht über die flache Einsenkung des Kraichgaues, deren Wasserscheide bis auf 250 m sinkt, zum Rhein abfliesst, sondern die über 500 m hohen Odenwaldberge bei Heidelberg durchschnitten hat, ist ebenso wie die bereits mehrfach berührten analogen Fälle in den beiden rheinischen Gebirgssystemen, eine hydrographische Anomalie, welche nur aus der geologischen Geschichte dieser Gebirge erklärt werden kann: die Flussläufe sind älter als die von ihnen durchschnittenen Gebirgserhebungen.

Der Odenwald [1]) bietet auf kleinem Raume ein typisches Bild dar von der Gestaltung der Randgebirge der oberrheinischen Tiefebene: der vordere Teil des Odenwaldes an der Bergstrasse zwischen Darmstadt und Weinheim besteht ganz aus dem krystallinen Grundgebirge; der hintere Odenwald baut sich aus Buntsandstein auf, so dass also der Odenwald nördlich von der Kraichgauer Senke mit dem gleichen Gebirgsbau wieder aufsteigt, welchen der Schwarzwald südlich jener Senke besitzt. Die beiden breiten Thäler der Gersprenz und der Weschnitz scheiden den vorderen von dem hinteren Odenwald; eine niedrige Wasserscheide auf der Gebirgseinsattelung am Gumper Kreutz, 2 km östlich von Lindenfels und 284,4 m hoch gelegen, trennt die zum Main hin nach Norden abfliessende Gersprenz von der nach Süden zur Rheinebene ausmündenden Weschnitz.

Parallel diesen beiden Thaltiefen verlaufen die Bergzüge des Odenwaldes sehr regelmässig von Südsüdwest nach Nordnordost (N 15—20° O). Am deutlichsten zeigt sich diese Streichrichtung in dem Bergzuge, der die Kammhöhe des Kraichgaues nach Norden zu fortsetzt: er zieht durch den Stüber Centwald zum Auberg 516 m bei Eberbach am Neckar, streicht nahe westlich vorbei an der auf den Sandstein aufgesetzten Basaltkuppe des Katzenbuckels 628 m, des höchsten Berges im Odenwalde, läuft über die Sensbacher Höhe 558 m, den Krähberg 548 m bei Beerfelden, welcher vom Tunnel der Odenwald-Eisenbahn durchbohrt ist, den Baurück 559 m bis zum Jagdhaus Eulbach 514 m und darüber hinaus bis zum Main vor der Mümling-Mündung. Ein zweiter Bergzug liegt weiter westlich, am Rande über den Thälern der Gersprenz und Weschnitz: von den ersten Sandsteinhöhen am Südende des Odenwaldes, die im Königstuhle 566 m bei Heidelberg gipfeln, setzt derselbe über das schmale Neckarthal nach Norden hinüber zum Heidenbuckel 536 m und zieht stets in der massgebenden Nordnordost-Richtung fort über den Hardberg 592 m bei Oberabsteinach, über die Tromm 580 m, den Morsberg 517 m, die Böllsteiner Höhe 407 m, und den Heidelberg 364 m bis auf den Klotzeberg 356 m bei Umstadt.

[1]) Der Name erscheint in Urkunden vom Jahre 815 als „Odonewald" und vom Jahre 819 als „Odenewald". Die Erklärung von Kaspar Zeus, Die Deutschen und ihre Nachbarstämme, München 1837, S. 10, vom Althochdeutschen ôdi = öde, leer, also = „öder Wald", silva deserta, bleibe dahin gestellt.

An der Bergstrasse macht sich die Aufkippung des Randgebirges recht kenntlich durch einen unmittelbar über der Rheinebene aufsteigenden Bergzug, der vom Auerbacher Schlossberg 350 m über den Melibocus [1]) 519 m und den Frankenstein 424 m bis in die Berge östlich von Darmstadt zu verfolgen ist. Die höchsten Bergrücken des vorderen Odenwaldes liegen auf einem zweiten, weiter östlich durchstreichenden Höhenzuge, das sind die Seidenbucher Höhe 599 m und die Neunkircher Höhe 592 m.

Für die südöstliche Grenze des Odenwaldes kann keine bestimmte Linie angegeben werden; das Gebirge reicht hier ungefähr so weit, als der Buntsandstein die Plateauhöhen zusammensetzt. Diese Sandsteinplateaus besitzen noch zwischen Amorbach und Eberbach eine Höhe von 450—500 m. Das „Bauland" bei Buchen und Walldürn liegt bereits ausserhalb des Odenwaldes auf Muschelkalkplatten, die bis in Höhen von 400—450 m sich ausbreiten.

Der Spessart [2]) bildet die unmittelbare Fortsetzung des Odenwaldes, da das zwischenliegende Erosionsthal des Maines eine ganz willkürliche Richtung genommen hat. Zwar fehlt hier das Aequivalent des vorderen Odenwaldes vollständig; an dessen Stelle breitet sich die Mainebene aus zwischen Dieburg und Hanau. Jedoch ist bei Aschaffenburg ein Teil des krystallinen Grundgebirges vor dem Buntsandstein zu Tage getreten, gerade wie im hinteren Odenwalde östlich der Gersprenz und Weschnitz (Tromm, Böllsteiner Höhe etc.): es ist dies der Vorspessart, nämlich der ganze Kahlgrund und das Laufachthal; der Hahnenkamm, ein 437 m hoher Bergrücken 10 km nördlich von Aschaffenburg im Gebiete des alten Freigerichtes gelegen, ist die höchste Erhebung im Vorspessart; im Gegensatz zu dem starkbewaldeten Hochspessart stellt dieses Vorland ein fruchtbares, wohl bebautes und gut bevölkertes, flaches Hügelland dar.

Die Sandsteinhöhen des Hochspessarts umkränzen rings mit steilen Gehängen den niedrigeren Vorspessart und dehnen sich nach Osten aus zu weiten Plateaus, welche ziemlich gleichmässig eine mittlere Höhe von 450—500 m beibehalten bis zu den tief eingeschnittenen Thälern der Sinn und des Maines (in der Strecke von Gemünden bis Wertheim). Der Hauptkamm des Gebirges verläuft von Südsüdwest nach Nordnordost: um die südwestliche Ecke desselben, den Engelsberg 254 m bei Heubach und den Hunnenstein 427 m bei Miltenberg biegt der Main in spitzem Winkel herum und durchbricht die Sandsteinzüge, welche von Süden her aus dem hinteren Odenwalde direkt in den Hochspessart fortsetzen. Von dieser Gebirgsecke des Spessart steigt der Kamm rasch auf zu dem 500—550 m hohen Hauptrücken und zur

[1]) Melibocus. Wort keltischen Ursprungs, zuerst bei Ptolemäus Geogr. lib. II, cap. 10. Dieser Berg wird noch jetzt im Volksmunde „Malchen" oder „Malschen" genannt; in einer Urkunde vom Jahre 1012 heisst er mons Malscus. Malchen heisst auch ein Dorf am Westfuss des Frankensteins an der Bergstrasse. Ueber die Frage, wie der Name Melibocus, den Ptolemäus dem Harzgebirge gibt, auf den Malchen an der Bergstrasse übertragen wurde, siehe M. Rieger, Melibocus, im Archiv für hessische Geschichte und Altertumskunde, XIII. Bd., S. 409—421. Darmstadt 1874.

[2]) Spessart = Spehtes-Hart; Hart althochdeutsch = Wald; also Spechtswald.

Wasserscheide des Gebirges, der Eselshöhe, über welche eine alte Handelsstrasse von Süden nach Norden zog [1]). Als höchste Punkte auf diesem Rücken sind zu nennen: der Heidenrain 569 m, Geiersberg 607 m, Weissenstein 472 m, Schocke 524 m und der Sailaufer Busch 511 m bei Wiesen. Hier bei Wiesen schliesst sich der hintere Spessart an, der die Wasserscheide zwischen Kinzig und Sinn bildet; in diesem Teile des Spessart erheben sich das Orber Reissig bei Bieber und Orb im Harst 540 m und der Jossawald in der oberen Waldspitze 521 m hoch, Sandsteinplateaus, welche ohne scharfe Grenze hinüberleiten zum Rhöngebirge.

Die grösseren Orte liegen sämtlich an den Grenzen des Gebirges: Gemünden 155 m, Lohr 159 m, Wertheim 140 m, Miltenberg 129 m, Aschaffenburg 137 m (Bahnhof), Hanau 108,6 m (Ostbahnhof), sämtlich am Main gelegen, und Gelnhausen 131 m (Bahnhof) an der Kinzig. Da der Main auf drei Seiten den Spessart umfliesst, so trennt die Wasserscheide des Gebirges nur kurze Zuflüsse des Maines von einander: auch die Kinzig, welche im Norden den Spessart begrenzt, mündet bei Hanau in den Main. Die Eisenbahn von Aschaffenburg nach Lohr (und Würzburg) durchschneidet quer von Westen nach Osten den ganzen Spessart und überschreitet die Wasserscheide des Gebirges in 278 m Höhe in einem Tunnel bei Heigenbrücken.

Die schwäbisch-fränkische Landschaft nimmt den ganzen Raum ein zwischen Schwarzwald und Odenwald einerseits und Fichtelgebirge und Böhmer Wald andererseits; sie wird entwässert durch Main und Neckar, zum kleineren Teil auch von der Donau. Diese ausgedehnte Landschaft des südlichen Deutschland teilt sich orographisch und geologisch in drei Stufen: die am tiefsten gelegenen, fruchtbaren Muschelkalk-Flächen, die höher ansteigenden, vielfach bewaldeten Keuper-Hügel und die hohen, rauhen Plateaus des schwäbischen und fränkischen Jura.

Durch die Kraichgauer Senke wird das Muschelkalk-Gebiet in zwei Hälften gesondert: im Süden zieht ein ziemlich schmaler Muschelkalk-Streifen um den Ostrand des Schwarzwaldes herum, vom Rhein bei Waldshut an über die Wasserscheideu bei Donaueschingen und über die Enz bei Vaihingen bis nach Bruchsal. Die nördlichen breiten Muschelkalk-Flächen südöstlich vom Odenwalde bilden die Hohenloher Ebene am Kocher und an der Jagst, den Taubergrund und die Umgegend von Würzburg am Main; hier liegen Hall 305 m hoch am Kocher mit seinen Salinen, Heilbronn 157 m am Neckar, Mosbach 151 m, Adelsheim 231 m; Rothenburg 345 m und Mergentheim 204 m an der Tauber; Wertheim 140 m, Würzburg 181 m und Schweinfurt 216 m am Main; Kissingen 202 m an der fränkischen Saale.

Die Keuperhügel beginnen im Kraichgau mit dem Stromberg 474 m und Heuchelberg 339 m; sie setzen sich fort östlich des Neckarthales in den Löwensteiner Bergen 539 m, weiter östlich des Kocher in den

---

[1]) Bei Miltenberg erreichte der römische Limes das Mainthal, verliess es wieder in der Gegend von Hanau und umschloss die Wetterau vollständig, um bei Homburg den Taunuskamm zu ersteigen.

Ellwanger Bergen (Burgberg 534 m), durch welche die Jagst fliesst. Sie wenden sich dann nach Norden in der **Frankenhöhe**, der Wasserscheide zwischen Tauber und Altmühl; auf der höchsten Erhebung der Frankenhöhe liegt Schloss Schillingsfürst in 516 m; diese Höhe endigt im Norden mit der Hohen Leite 491 m an den Quellen der Altmühl, und mit dem Hohen Steig 490 m an den Quellen der fränkischen Rezat, die an Ansbach vorbei zur Rednitz hinabfliesst. Jenseits der Niederung, in welcher die Aisch mit zahlreichen Quellbächen entspringt, erhebt sich der **Steiger Wald**, bedeckt mit schönem Buchenhochwald; diese Berge wenden steile Abhänge gen Westen, sie senken sich dagegen sanft mit dem Schichtenfall nach Osten ab bis zum breiten Thal der Regnitz (von Nürnberg 310 m über Erlangen 280 m bis zur Einmündung in den Main bei Bamberg 242 m). Die höchsten Kuppen des Steiger Waldes liegen im Südwesten, wo sich über dem Mainthale bei Marktbreit der Frankenberg 509 m und der Hohe Landsberg 503 m erheben; von diesen Bergen aus verläuft die Wasserscheide zwischen den Zuflüssen zur Regnitz und den kürzeren zum Main nach Nordnordost auf Hassfurt am Main zu, wo diese Berge mit dem Grossen Kretzberg in 500 m Höhe über dem Meere und 280 m über dem Maine endigen. Der Main umfliesst den Steiger Wald zunächst auf der Nordseite desselben in der Strecke von Bamberg bis Schweinfurt; dann auf der Westseite in südlich gerichtetem Laufe bis Marktbreit. Auch nördlich des Mainthales dehnt sich ein weites Keuper-Höhenland aus, die **Hassberge**, zwischen der fränkischen Saale, der obersten Werra und dem Main (in der Strecke von Lichtenfels über Bamberg bis Hassfurt); diese Berge steigen im Nussberg noch 508 m und in der Ruine Bramberg 494 m hoch an. Durch das **Grabfeld**, so heisst die weitere Umgegend von Mellrichstadt 259 m, werden die Hassberge abgetrennt von dem Rhöngebirge.

Die dritte und höchste Stufe der schwäbisch-fränkischen Landschaft bildet der hohe Jurawall, der mit steilem Rande sich über jenen Keuperbergen erhebt und flach abfällt gegen die Donau und die Naab: die schwäbische oder Rauhe Alp [1]) und die fränkische Alp oder der fränkische Jura. Die schwäbische Alp zieht in flachem Bogen vom Rheindurchbruch zwischen Schaffhausen und Waldshut, über den Donaudurchschnitt zwischen Donaueschingen und Sigmaringen, nach Nordost bis zu der merkwürdigen Niederung, dem **Ries** bei Nördlingen. Jenseits des Rieses beginnt der fränkische Jura, der zunächst nach Osten zieht bis zum Durchbruch der Altmühl, dann nach Norden umwendet und sich nach Nordnordost bis an den Main bei Lichtenfels erstreckt. Die Hochflächen des ganzen Jurazuges sind schwach wellige, häufig öde und steinigte Plateaus; sie werden durchschnitten von schmalen,

---

[1]) „Rauhe Alp" heissen die Hochflächen des schwäbischen Jura wegen ihres rauhen Klimas im Gegensatz zu den milden, fruchtbaren Thälern der schwäbischen Neckar-Niederung. — „**Alp**", dasselbe Wort wie die „Alpen", stammt nicht etwa von dem lateinischen Wort albus, weiss, ist vielmehr der keltische Name für Gebirge; „Gallorum lingua alpes montes alti vocantur" Isidor. Hisp. Orig. lib. XIV. cap. 8. „Alba, Albainu" heisst noch jetzt den Galen in Wales ihr hohes Gebirgsland.

oft wasserlosen Schluchten mit schroffen Felsgehängen und von tief eingesenkten Flussthälern; wo es der Boden erlaubt, sind die Hochflächen bebaut; da aber die zerklüfteten Kalk- und Dolomitplatten des weissen Jura leicht das Wasser versickern lassen, muss zu den hochgelegenen Dörfern das nötige Wasser aus den tiefen Thalschluchten hinaufgefahren oder hinaufgepumpt werden.

Die schwäbische Alp richtet ihren Steilrand nach Westen und Norden den Keuper- und Lias-Niederungen zu, denen im Süden die Wutach, gegen Norden der Neckar und seine Zuflüsse entströmen. Von diesen Vorstufen erwähnen wir: das Klettgau an der unteren Wutach; die Baar bei Donaueschingen; der Schönbuch und die Filder zwischen Tübingen und Stuttgart; der Schurwald bei Esslingen; der Welzheimer Wald und die Frickenhöfer Höhe zwischen Rems und Kocher. Auf der Höhe der Alp begegnen wir mehrmals der Bezeichnung „Haardt“ (= Wald), woraus zu schliessen ist, dass die Hochflächen der Alp früher stärker bewaldet waren, als es jetzt noch der Fall ist. In Folge des Schichtenfalles und der Aufkippung des Schwarzwaldes verläuft die Kammlinie der Rauhen Alp stets nahe dem Nordrande des Gebirges, während die Juraplatte nach Süden allmählich abdacht ins Hegau und zur oberbayerischen Hochebene.

Der erste bedeutendere Anstieg der Alp nördlich des Rheinthales ist der Hohe Randen 914 m nordwestlich Schaffhausen. Zu beiden Seiten des Donau-Einbruches bei Donaueschingen stehen am hohen Rande der Alp die Schlösser Fürstenberg 918 m und Wartenberg 846 m; über der Baar steigt der Lupfen 976 m hoch auf. Die höchste Erhebung der schwäbischen Alp liegt an der Ecke, in welcher sich der ganze Gebirgszug aus seiner bisherigen Nordnordost-Richtung mehr nach Nordost und Ost umwendet: hier an dieser Gebirgsecke über Rottweil 556 m stehen vor dem Rande des Hochplateaus, dessen breiter Rücken der Heuberg genannt wird, als einzelne Kegel, durch die Erosion isoliert, die höchsten Punkte der ganzen Alp nahe beieinander: der Lemberg 1013 m, der Oberhoheberg [1]) 1009 m, der Ortenberg 1004 m und der Plettenberg 1003 m. In ähnlicher Weise hat die Erosion auch andere Bergkegel längs dem nördlichen Steilrande der Rauhen Alp vom geschlossenen Bergplateau abgetrennt: so den Hohenzollern 857 m, der mit seiner stolzen Burgkrone vor dem Raichberg 906 m bei Hechingen steht; der Achalm 704 m bei Reutlingen und der Hohenstaufen 681 m bei Göppingen. Das Hochplateau der Alp erhebt sich 700—800 m hoch südlich vom oberen Neckarthale bis zu den tieferen Thaleinschnitten, durch welche die Eisenbahn von Göppingen in das Gebirge eindringt und bei Geislingen die Wasserscheide in 581 m Höhe überschreitet, um nach Ulm an die Donau zu gelangen. In dieser Strecke ragen über dem Steinlachthale gegenüber Tübingen 321 m der Kornbühl 885 m und der Rossberg 871 m hoch auf; weiter zurückgelegen in der Alp liegt über den Quellen der Echatz auf steilem Felsen

[1]) Die Gemahlin König Rudolfs von Habsburg war eine Gräfin von Hohenberg, so dass also hier am Rande der schwäbischen Alp die Stammburgen der Habsburger, der Hohenzollern und der Hohenstaufen lagen.

der sagenreiche Lichtenstein 817 m hoch. Der Nordrand des Aalbuches bei Aalen erreicht noch die Höhe von 778 m; jenseits des Kochers im Härdtfeld bei Bopfingen sinkt die Alp allmählich hinab von 600 m Höhe bis in die Riesniederung, in welcher Nördlingen nur 430 m hoch gelegen ist. Das Ries wird von der Wörnitz zur Donau hin entwässert; das breite Thor des Rieses gestattet den freiesten Durchgang durch die Alp von der oberbayerischen Hochebene und dem Donauthale nach dem Frankenlande; hier hindurch zog die alte Handelsstrasse von Augsburg über Donauwörth nach Nürnberg.

Die fränkische Alp beginnt jenseits des Rieses mit dem Hahnenkamm, der bis zum Thal der Altmühl sich erstreckt, und mit seinem mittleren Rücken bei Auernheim noch 635 m Höhe besitzt. Weit getrennt durch das Wörnitzthal erhebt sich nordwestlich vom Hahnenkamm über Wassertrüdingen als höchste Erhebung der ganzen fränkischen Alp, durch Erosion rings völlig isoliert, der Hesselberg 680 m hoch.

Ueber das nächstfolgende Plateau der Alp, dem Eichstädter Gebiete, läuft der römische Pfahlgraben [1]) aus dem Thal der schwäbischen Rezat nach Südosten, von der Feste Wülzburg 630 m, über der alten freien Reichsstadt Weissenburg am Sand gelegen, über den 550—580 m hohen Rücken der Alp an einer römischen Befestigung vorbei durch den Raitenbucher Forst bis Kipfenberg an der unteren Altmühl und jenseits des Thales fort bis an die Donau oberhalb Kehlheim, wo ein römisches Kastell den Uebergang über den Strom deckte. Wir haben hier oberhalb Regensburg (Castra Regina) das südliche Ende der römischen Befestigungslinie erreicht, welche bei Köln (Colonia Agrippina) und dem befestigten Lager an der Moselmündung (Confluentia, Koblenz) beginnt und Deutschland quer durchschneidet; dieser in seinen jetzigen Resten so unscheinbare Wallgraben vermochte es dennoch, vier Jahrhunderte lang die Anstürme der Germanen von den Nordgrenzen des römischen Reiches abzuwehren, bis endlich auch über diese befestigte Linie die Völkerwogen des 5. Jahrhunderts hinüberfluteten.

Die Hochflächen des fränkischen Jura sind im ganzen niedriger als jene der schwäbischen Alp: während die letzteren im Mittel 700 bis 800 m hoch steigen, bleiben die ersteren unter 600 m. Nach dem tiefen Durchschnitt der Altmühl und ihrer Zuflüsse, mit denen der Ludwigskanal die Alp durchzieht, um bei Neumarkt in 420 m Höhe die Wasserscheide zwischen Donau und Main zu überschreiten, wendet sich das Gebirge nach Norden, so dass sich der zerschlitzte Steilrand der Alp nach Westen dem Regnitzthale zukehrt und die flache Abdachung nach Osten zum Naabthale abfällt. Die breiten Plateaus zwischen Neumarkt und Amberg erheben sich östlich von Neumarkt im Habsberg 621 m und nördlich Lauterhofen auf Ruine Poppberg 658 m hoch. Die Einschnürung des Gebirges durch Pegnitz und Vils benutzt die Eisenbahn von Nürnberg nach Amberg, um die Hochfläche der Alp bei Neukirchen in 473 m Höhe zu überschreiten. Nördlich

[1]) Die Dorfnamen: Pfahlheim bei Ellwangen, Pfahldorf und Pfahlspaint bei Kipfenberg erinnern an den alten Römerwall, der auf den Hochflächen der Alp zum Teil noch gut erhalten ist.

vom Pegnitzthale liegen der Hohenstein 623 m und der Geisberg 587 m hoch auf der „langen Meile“ östlich von Bamberg noch als höchste Punkte am Westrande des Plateaus; doch macht sich hier bereits die Erhebung des Fichtelgebirges geltend, so dass wir ganz am Ostrande der Alp bei den Quellen der Pegnitz und nahe dem Städtchen Pegnitz den kleinen Culm mit der Ruine Warnberg 627 m hoch und noch weiter östlich den Kutschenrain (Thurndorfer Calvarienberg) 643 m hoch antreffen; der Kutschenrain ist der einzige über 600 m hohe Berg der ganzen Alp, dessen Höhe nicht aus weissem, sondern aus braunem Jura besteht. Am äussersten Nordende der fränkischen Alp erreicht das Plateau im Gorkum noch 578 m, und unmittelbar über dem Mainthale bei Staffelstein der isolirte Staffelberg 541 m Höhe.

Die Wasserarmut auf den Hochflächen des fränkischen Jura ist die gleiche wie auf der Rauhen Alp: die Regenwasser versickern rasch in den klüftigen Kalksteinen und Dolomiten; wilde Felsschluchten und Trockenthäler entstehen. Periodisch fliessende Quellen (sogen. „Hungerquellen“) beweisen ebenso den Lauf unterirdischer Gewässer, wie die zahlreichen grossen und ausgedehnten Tropfsteinhöhlen, unter denen die Muggendorfer Höhlen im Gebiet der Wiesent die bekanntesten sind.

Während die schwäbische Alp nur von der Donau durchschnitten wird, ist es für den fränkischen Jura fast die Regel, dass die Zuflüsse der Donau und des Maines auf der Gegenseite des Gebirges entspringen und die Plateauflächen vollständig queren: die Wörnitz und Altmühl haben ihre Quellen in der Frankenhöhe bei Rothenburg an der Tauber; die Altmühl durchschneidet eigentlich zweimal die Alp: einmal zwischen Pappenheim und Kipfenberg, ein zweites Mal zwischen Dietfurt und Kehlheim. Die Pegnitz und Wiesent, welche in die Regnitz ausmünden, nehmen von der Ostseite der Alp bei Creussen und Baireuth Quellbäche auf. Die Flüsse hätten das Gebirge nicht durchqueren können, wenn ihre Quellgebiete nicht ehemals höher gelegen wären, als es jetzt der Fall ist, ein Verhältnis, welches wir für Zuflüsse des Rheines in den beiden rheinischen Gebirgssystemen bereits mehrfach berührt haben; derartige hydrographische Rätsel sind nur aus der geologischen Geschichte der betreffenden Landschaft zu erklären. Sehr bemerkenswert ist in dieser Beziehung, dass die Altmühl bei Kehlheim in 342 m Höhe in die Donau, die Regnitz bei Bamberg aber in 230 m Höhe in den Main einmünden, zwei in Bezug auf die fränkische Alp entsprechende Punkte, von denen der nördliche um 112 m tiefer liegt als der südliche.

Die Folge dieser eigentümlichen hydrographischen Verhältnisse ist, dass der fränkische Jura trotz seiner Höhe, welche bedeutend die angrenzenden Lande überragt, doch keine Wasserscheide zwischen den beiden ihm zugehörigen Stromgebieten, zwischen Donau und Main, bildet; nur die Naab und ihre Zuflüsse bleiben ganz auf der Ostseite des Gebirges und trennen die fränkische Alp vom Böhmer Walde.

Der schwäbisch-fränkischen Landschaft östlich von Schwarzwald und Odenwald entspricht das lothringische Hügelland westlich von den Vogesen und von den pfälzischen Bergen; nur ist das lothringische Gebiet viel kleiner als das schwäbisch-fränkische, da dasselbe eingeengt wird durch die nahegelegenen beiden angrenzenden Gebirgssysteme, und

zwar im Süden durch das Zentralplateau von Frankreich (Morvan und Auvergne), im Norden durch das niederrheinische Schiefergebirge, speziell durch die Ardennen. Auch breiten sich die Jurastufen viel weiter aus als die Triasstufen, umgekehrt wie in Schwaben und Franken. Muschelkalk und Keuper nehmen die wasserreichen, ebenen Flächen ein in den Gegenden von Lunéville 231 m, Dieuze, Saarburg 249 m, Saaralb und Bolchen, eine Landschaft, welche von den Zuflüssen der Meurthe und der Seille, sowie von der Saar und Nied entwässert wird. Die Wasserscheide zwischen der Saar und der Seille liegt auf der seenreichen Keuperplatte, welche bei Dieuze von dem Rhein-Marnekanal und vom Saarkanal in Höhen von 270 m durchlaufen wird. Da der Lias sich fast unmerklich auf den Keuper auflagert, so bildet erst der braune Jura eine Terrainstufe, welche wir erkennen in den Höhen westlich Nancy (Forêt de Haye 397 m) und westlich des Moselthales bei Pont-à-Mousson, Metz und Diedenhofen. Die Schichten der Lothringer Landschaft fallen im allgemeinen nach Westen zu ein: daher begegnen wir von Ost nach West fortschreitend mehreren Terrainkanten, deren Gehänge sich nach Osten wenden und den abgewaschenen Schichtenköpfen entsprechen; eine solche Schichtenstufe zieht sich nahe östlich des Maasthales entlang von Neufchâteau nach Toul und östlich von Verdun vorbei bis in die Gegend von Dun an der Maas; dieser Höhenzug ist 350—390 m hoch und bildet die Wasserscheide zwischen den Moselzuflüssen (Orne) und den kurzen Bächen, die zur Maas hinabfliessen.

Die letzte und wichtigste Terrainstufe in Lothringen wird vom Anstieg des weissen Jura bewirkt, gerade wie drüben in Schwaben und Franken: wir erreichen dieselbe westlich des Maasthales in den Höhen, welche die Wasserscheide darstellen zwischen der Maas und den Zuflüssen der Seine; jenseits dieses Höhenzuges des obersten Jura blicken wir hinüber in das Pariser Becken, und wir erkennen sogleich den Wechsel des Gebirgssystems daran, dass östlich dieses Randes die Maas einen durchaus nördlichen Lauf nimmt, während westlich desselben die Seine, Marne, Ornain, Aisne und ihre Zuflüsse sogleich ihren Lauf nach Westen umwenden und dem Zentrum des nordfranzösischen Beckens, der Stadt Paris, zufliessen. Hier wie dort bildet also der weisse Jura die Aussenränder des oberrheinischen Gebirgssystemes, hier mit der Wasserscheide zwischen Seine und Rhein, dort mit derselben zwischen Rhein und Donau.

Wenden wir uns endlich nach der Nordostecke des Gebirgssystemes, so haben wir bereits das hessische Waldgebirge [1]) als direkte Fortsetzung des Odenwaldes und Spessarts erkannt; der bunte Sandstein setzt vorherrschend das ganze Bergland zusammen, welches sich hier einzwängt zwischen den östlichen Ausläufern des niederrheinischen Schiefergebirges und dem Thüringer Wald. In diesem durch zahlreiche Brüche zerstückelten Gebiete sind grosse Massen von Eruptivgesteinen zur Tertiärzeit hervorgebrochen; dieselben bilden über der Triasgrundlage sowohl eine grosse Anzahl von einzelnen Basaltkuppen, welche sich im ganzen hessischen Waldgebirge verbreiten, als

[1]) Im Mittelalter Buchonia silva, Buchenwald, genannt.

drei grössere vulkanische Gebirge: Vogelsberg, Rhön und Habichtswald. Die fruchtbare Niederung der Wetterau trennt den Vogelsberg vom Taunus; zwischen Vogelsberg und Rhön fliesst die Fulda, zwischen Rhön und Thüringer Wald die Werra nach Norden ab, um sich bei Münden zur Weser zu vereinigen.

Der Vogelsberg ist eine in sich fest geschlossene Gebirgsmasse, ganz aus zahlreichen Basaltströmen zusammengesetzt; er ist der Rest eines grossen tertiären Vulkanes, welcher in seinem Aufbau dem Aetna gleichend, diesen 3312 m hohen sizilianischen Vulkan jedenfalls einst an Höhe bedeutend überragte, da der Vogelsberg mit seinen Lavaströmen einen Flächenraum von ca. 40 Quadratmeilen, der Aetna nur einen solchen von ca. 20 Quadratmeilen bedeckt. Die nagenden Gewässer haben diesen einst so mächtigen Vulkan im Laufe langer Zeiten bereits so stark abgetragen, dass die grösste Höhe des Vogelsberges nur noch 781 m über dem Meere und ca. 600 m über der Triasunterlage aufsteigt [1]).

Die Grenzen des Vogelsberges werden bezeichnet durch die Orte: Büdingen 135 m, Schlüchtern 253 m, Lauterbach 294 m, Alsfeld 265 m, Schweinsberg 200 m, Treis 195 m und Lich 152 m. Der höchste Rücken des Vogelsberges, der „Oberwald", ist bestanden mit Wäldern (Buchen und Fichten) in einer Ausdehnung von ca. 60 qkm zwischen den hochgelegenen Orten Herchenhain, Rebgeshain, Lanzenhain und Bräungeshain; nur die Bräungeshainer Heide mit ca. 2 qkm unterbricht den Hochwald mit ihren Moor- und Heideflächen, in denen Ohm und Nidda entspringen. In diesem grossen, ganz unbewohnten Waldgebiete liegen die höchsten Punkte des Vogelsberges, wenig erhaben über dem ganzen 650—700 m hohen Plateau des Oberwaldes: der Taufstein 772,4 m, der Hoherothskopf 767 m, die Sieben Ahorn 753 m und die Herchenhainer Höhe 740 m. Von diesem hohen Rücken aus strahlen radial nach allen Seiten die Erosionsthäler, welche entsprechend ihrer Wassermenge stets auf der Höhe mit flachen Waldwiesen beginnen und erst in grösserer Tiefe schärfe Thalfurchen einschneiden in den Basaltuntergrund. Diese radial abfliessenden Gewässer des Vogelsberges sammeln sich erst ausserhalb der Grenzen des Gebirges zu grösseren Flussläufen: auf der Südostseite zur Kinzig, die bei Hanau in den Main ausmündet, südwestlich in der Wetterau zur Nidda, die bei Höchst in den Main fällt, östlich zur Fulda [2]) in der Gegend der Städte Fulda und Schlitz; nördlich zur Schwalm, einem Nebenfluss der Eder; nordwestlich zur Ohm und Lahn (in der Strecke von Marburg bis Giessen). Vermöge der Kegelform des Gebirges entspringen die Hauptwasseradern des Vogelsberges (Ohm, Schwalm, Schlitz, Altefell, Lüder, Nidder, Nidda, Horloff) sämtlich nahe bei einander auf dem Oberwalde.

Vogelsberg und Rhön sind verbunden durch einen Landrücken,

---

[1]) Die Böschung des kuppelförmig aufsteigenden Vogelsberges ist bereits so flach geworden, dass sie im Mittel nur 1° 36′ beträgt, nach H. Tasche, Geol. Karte des Grossherzogtums Hessen, Sektion Schotten, S. 91. Darmstadt 1859. — Aetna und Vesuv besitzen dagegen Böschungen von 25—30° im Mittel.

[2]) Der Flussspiegel der Fulda liegt am Südende der Stadt Fulda 248 m, an der Lüdermündung 230 m, an der Jossamündung 209 m über dem Meere.

der als Wasserscheide zwischen Kinzig und Fulda stehen geblieben ist: die wichtige Handelsstrasse von Frankfurt nach Leipzig überschreitet diese Wasserscheide nördlich Schlüchtern in 373 m Höhe über dem Meere.

Die Rhön [1]) ist ein malerisches Kuppengebirge; im Gegensatz zu dem fest geschlossenen, einförmigen Massiv des Vogelsberges besteht dasselbe aus vielen einzelnen kegel- oder sargförmigen Bergen, welche die Reste darstellen von ehemaligen Vulkanen. Die Rhön gleicht sowohl ihren Berggestalten als ihrem inneren Aufbau nach am meisten dem allerdings viel kleineren Siebengebirge bei Bonn am Niederrhein. Das Klima ist in den Bergen der Rhön weit rauher, als es ihrer Lage im mittleren Deutschland entspricht: im Winter entladen eisige Nordstürme ungemein grosse Schneelasten; im Sommer gehen oft heftige Gewitter und Hagelschläge nieder; im Frühling sind Nachtfröste häufig: im Herbst erscheinen dichte kalte Nebel und fällt frühzeitig Schnee.

Das Rhöngebirge erstreckt sich in Nordnordostrichtung zwischen den Thälern der Fulda, der Sinn, der fränkischen Saale und der Werra: der letztere Fluss, der weiter östlich im Thüringer Walde entspringt, nähert sich bei Meiningen der Rhön und fliesst dann um die Rhönberge so weit nach Nordwest herum, dass die Werra nördlich der Rhön bei Heimboldshausen von der Fulda nur 11 km weit entfernt ist. Die Höhe des Buntsandsteinplateaus, welchem sich das vulkanische Gebirge aufsetzt, beträgt im Mittel 350 m. Als Grenzorte des Rhöngebirges sind die folgenden Städte zu nennen: Fulda 283 m (Bahnhof), Hünfeld 256 m an der Haune; Vacha 230 m, Wasungen 276 m und Meiningen 295 m an der Werra; Mellrichstadt 258 m im Grabfeld; Neustadt 229 m an der Saale und Brückenau 315 m an der Sinn.

Der einzige zusammenhängende Bergzug in der Rhön ist der Basaltrücken, der sich zwischen Ulster und Felda 30 km lang in Nordnordostrichtung von Bischofsheim („vor der Rhön“) bis Kalten-Nordheim hinzieht und die „Lange Rhön“ genannt wird [2]); auf ihr liegen der Schwabenhimmel 939 m und der Ellenbogen 823 m. Vom südwestlichen Teile der Langen Rhön zweigt sich auf der Wasserscheide zwischen den Quellen der Ulster und der Fulda das „Abtsröder Gebirg“ ab, auf dessen breitem Rücken als höchste Erhebung des Rhöngebirges die grosse Wasserkuppe 952,7 m sich aufwölbt. Nahe südlich der aus Basaltströmen aufgebauten Wasserkuppe ist zwischen dem Pferdskopf 898 m und der Eube das schöne Guckaithal eingeschnitten, dessen tiefer Grund oft fälschlich für einen Krater ausgegeben wurde. Die weiten

---

[1]) Der Name Rhön ist wohl abzuleiten vom mittelhochdeutschen Worte rone = umgefallener Baumstamm, ein Wort, das deutlich in Ronaha (= Ronebach) vorliegt, wie der Rönhof bei Kaltennordheim in einer fuldaischen Urkunde vom Jahre 1050 heisst. Wenn der Name Rhön in Verbindung gebracht wird mit dem nordischen Worte „hraun“ = verbrannt, mit welchem Worte die Isländer noch heute ihre Lavafelder bezeichnen, so scheint es doch sehr unwahrscheinlich zu sein, dass die alten Germanen schon so hervorragende Geologen gewesen sein sollten, dass sie die Basalt- und Trachyt-Berge der Rhön als Reste einstiger Vulkane erkannt hätten!

[2]) „Hohe Rhön“ nennen die Umwohner des Gebirges nur im allgemeinen die höheren Teile der Rhön, aber nicht ein spezielles Gebiet derselben.

Plateaus der Langen Rhön sind mit öden Hochmooren und Heideflächen, zum Teil auch mit guten Wiesenmatten bedeckt; von den Mooren sind die beiden grössten das Rothe Moor 800 m, 4 km östlich über Gersfeld, und das Schwarze Moor, 6 km westlich über Fladungen gelegen.

Das Gebiet westlich der Langen Rhön zwischen Gersfeld, Fulda und Geisa wird nach seinen zahlreichen einzelnen vulkanischen Kegeln die „Kuppenreiche Rhön“ genannt; in ihrer Mitte ragt am höchsten auf der eigentümlich sargförmig gestaltete Phonolithklotz [1]) der Milseburg, 862 m hoch.

Südlich der Langen Rhön, von Fulda und Brend abgetrennt, erheben sich als letzte, hohe Basaltrücken: der Kreuzberg 930 m, die Schwarzen Berge 840 m und der waldreiche Distrikt des Dammersfeldes 930 m. Nördlich der Langen Rhön werden die flacheren Berggegenden zwischen Wasungen, Vacha und Hünfeld als die „Vordere Rhön“ bezeichnet; hier erreicht der breite Basaltrücken des Hahnberges östlich von Kaltennordheim als nächste Fortsetzung der Langen Rhön immer noch eine Höhe von 660 m.

Zahlreiche einzelne Basaltkegel umgeben auf allen Seiten die Hohe Rhön: so im äussersten Südwesten des Gebirges der Dreistelz 662 m bei Brückenau, im äussersten Norden der Oechsenberg 428 m bei Vacha, im Osten die Geba 755 m bei Meiningen. Noch weiter östlich erheben sich in dem Gebiete der oberen Werra mitten zwischen Rhön und Thüringer Wald als höchste Basaltkuppen: der Grosse Dolmar 638 m nordöstlich Meiningen und die beiden Gleichberge (der Grosse Gleichberg 682 m) westlich über Hildburghausen.

Der Habichtswald westlich von Kassel ist ein kleines vulkanisches Kuppengebirge, das über dem unteren Fuldathale aufsteigt bis zu Höhen von 569 m; auf der Ostseite des Gebirges breitet sich über den Karlsberg 522 m der schöne Park von Wilhelmshöhe aus. Das Gebiet zwischen dem Habichtswald, dem Vogelsberg und der Rhön erfüllt das übrige hessische Waldgebirge mit seinen Sandsteinplateaus; die durchziehenden Flussthäler teilen dasselbe wieder in mehrere Abschnitte, von denen wir die folgenden hervorheben: in der Gabel zwischen Werra und Fulda östlich von Kassel liegt der Kaufunger Wald und der breite Basaltrücken des 749 m hohen, isolirten Meissner bei Gross-Almerode; einzelne Basaltkegel ragen über den Sandsteinflächen des Kaufunger Waldes auf, so der Bilstein 639 m und der Steinberg 544 m. Der Kaufunger Wald setzt sich am linken Weserufer fort im Reinhartswalde, auf dem ebenfalls Basaltkuppen sich erheben, so die Sabbaburg und der 463 m hohe Staufenberg. Jenseits des Thales von Sontra, südöstlich vom Kaufunger Walde stehen im Werrabogen südlich Eschwege die Bergflächen des Ringgaues (Boyneburg 510 m) und südwestlich des Ringgaues die Richelsdorfer Berge (Herzberg 476 m). Noch weiter südlich liegt zwischen den hier sich bedeutend nähernden Thälern der Werra und Fulda der Seulingswald und westlich der Fulda bis zum Thale der Schwalm hinüberreichend

[1]) Wegen seiner Trapezform im Munde des Volkes auch die „Totenlade“ oder das „Heufuder“ genannt.



das Knüllgebirge, bewaldete Sandsteinplateaus, auf denen Basaltberge bis zu 630 m Höhe über dem Meere aufragen.

Das ziemlich mannigfaltig gegliederte Gebiet des oberrheinischen Gebirgssystemes ist demnach im allgemeinen ein Bergland, in dem sich eine Anzahl von Gebirgen erheben; die oberrheinische Tiefebene ist die einzige grössere Niederung in dem ganzen süd- und mitteldeutschen Gebirgslande. Der Rhein vereinigt in sich die meisten Gewässer des Gebirgssystemes und führt dieselben am Nordende der oberrheinischen Tiefebene hinaus durch das Binger Loch in 77 m Höhe in das niederrheinische Schiefergebirge. Einen Theil der Gewässer nimmt die Donau auf, welche bei Regensburg in 330 m Höhe den Südrand des Systemes verlässt; einen noch kleineren Theil empfängt die Weser, welche nach der Vereinigung von Werra und Fulda unterhalb Münden bis auf 100 m Tiefe die Sandsteinflächen des hessischen Waldgebirges durchschneidet. Gegenüber diesen Thaltiefen der drei grossen Abflüsse erreicht das oberrheinische Gebirgssystem seine grössten Höhen im Schwarzwalde mit dem Feldberg 1493 m und in den Vogesen mit dem Gebweiler Belchen 1426 m: die höchsten Punkte der übrigen Gebirge bleiben bedeutend zurück hinter den Höhen dieser beiden Hauptgebirge: die Rauhe Alp überschreitet kaum die Höhe von 1000 m; Odenwald und Haardt bleiben unter 700 m; das hessische Waldgebirge zeigt eine mittlere Höhe von 500 m und steigt nur in der Rhön über 900 m auf.

Im Gegensatz zu den in sich fest geschlossenen Plateauflächen des niederrheinischen Schiefergebirges ist durch die eigenartige Versenkung der oberrheinischen Tiefebene und durch die bedeutende Erhebung ihrer Randgebirge inmitten des oberrheinischen Gebirgssystemes eine gewaltige Störung entstanden, deren Wirkungen wir bis in die fernsten Teile des Systemes verfolgen können.

II. Die Schichtensysteme des oberrheinischen Gebirgssystemes.

Im Gebiete des deutschen Oberrheines tritt das krystalline Grundgebirge in den vier Horsten zu beiden Seiten der oberrheinischen Tiefebene zu Tage [1]; dasselbe entspricht in seinem inneren Bau den devonischen Plateaus des niederrheinischen Schiefergebirges, enthält jedoch nur wenige Reste der paläozoischen Schichten, während es am Niederrhein unter den letzteren vollständig verborgen bleibt. Ueber das zusammengefaltete Grundgebirge am Oberrhein lagern sich in weiten Flächen die mächtigen Tafeln der Trias und des Jura und nehmen fast ausschliesslich die grossen Landstrecken in Schwaben, Franken, Hessen und Lothringen ein, die sich zu beiden Seiten der Horste ausdehnen; ganz besonders weit verbreitet in Mitteldeutschland ist der Bunte Sandstein, gerade nicht zum Vorteil des Landes, da die geringe Nährkraft des Sandsteinbodens den Feldbau erschwert oder ganz verhindert; daher gehören diese Landschaften des Bunten Sandsteins zu den umfangreichsten und schönsten Waldgebieten in Deutschland: Tannen- und Buchenwald herrscht vor in den Sandsteingegenden der Vogesen, der Haardt, des Schwarzwaldes, des Odenwaldes, des Spessarts und des hessischen Waldgebirges.

Kreideschichten fehlen im oberrheinischen Gebirgssysteme fast vollständig; sie sind nur im äussersten Osten des Systemes bei Regensburg und im äussersten Westen an der Grenze des Pariser Beckens zu erwähnen. Die tertiären und diluvialen Ablagerungen bedecken diskordant die mesozoischen Tafeln, und zwar in besonders weiter Verbreitung in der oberrheinischen Tiefebene, deren Versenkung mächtig aufgefüllt wurde von diesen jüngsten Gebilden.

Wir haben demnach drei grosse Schichtengruppen im oberrheinischen Gebirgssysteme zu verfolgen: 1) das krystalline Grundgebirge mit Resten von paläozoischen Schichten; 2) die Trias- und Jurastufen; 3) die tertiären und diluvialen Ablagerungen. Die Pausen zwischen diesen drei Gruppen sind bedingt durch grosse Veränderungen im Gebirgsbau des südwestlichen Deutschlands.

---

[1] R. Lepsius. Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge. Mit einer Uebersichtskarte. Stuttgart 1885.

1) Das krystalline Grundgebirge.

(Siehe das zweite Profil unter unserer geologischen Uebersichtskarte.)

Mit diesem Namen bezeichnen wir die archäische Schichtengruppe der Gneisse und Glimmerschiefer, wie sie die Kerne der Randgebirge unter der umhüllenden Triasschale bilden und wie sie hervortreten in den Belchenstöcken von Vogesen und Schwarzwald, in den tiefsten Einschnitten der Haardtthäler in der Vorderpfalz, im vorderen Odenwalde und an der Bergstrasse, und im Vorspessart bei Aschaffenburg; auch im Rieskessel bei Nördlingen inmitten der schwäbisch-fränkischen Alp liegt der krystalline Untergrund zu Tage. Ebenso wie in den vulkanischen Gebieten des niederrheinischen Schiefergebirges, so wurden auch von den jungvulkanischen Eruptivgesteinen im oberrheinischen Gebirgssysteme, besonders in der Rhön und im Hegau. zahlreiche Stücke des krystallinen Grundgebirges aus der Tiefe mit an die Oberfläche heraufgebracht, zum Zeichen, dass die archäische Grundlage unter den Trias- und Juratafeln von Schwaben, Franken und Hessen gleichmässig hindurchgeht und unterlagert.

Im ganzen ist das krystalline Grundgebirge im oberrheinischen Systeme noch wenig untersucht worden; wir kennen nur einige kleine Gebiete genauer, auf deren Darstellung wir uns daher hier beschränken müssen; ganz besonders ist bisher noch in keinem Teile des krystallinen Untergrundes am Oberrhein sicher festgestellt worden, wie viele von den auf älteren Karten als granitische Eruptivgesteine bezeichneten Gesteinen den Gneissen, d. h. den archäischen krystallinen Sedimenten, zuzurechnen sind. Jedenfalls ist der grösste Teil der genannten Gebirgskerne im oberrheinischen Systeme aus verschiedenartigen Gneissen zusammengesetzt, während die Glimmerschiefer eine untergeordnete Rolle spielen. Hierbei definieren wir den Gneiss als ein geschichtetes Gestein, dessen wesentliche Bestandteile Feldspat, Quarz und Glimmer sind, während wir den Glimmerschiefer nur als eine Abart des Gneisses ansehen, in welcher Glimmer und Quarz an Menge vor dem Feldspat vorherrschen. Ihrer Entstehung nach halten wir die krystallinen Schiefer, also alle die verschiedenartigen Gneisse und Glimmerschiefer mit ihren mannigfaltigen Einlagerungen, für umgewandelte (metamorphe) Sedimente.

Im vorderen Odenwald ist die Kenntnis der krystallinen Gesteine des Grundgebirges durch die Aufnahmen der hessischen geologischen Landesanstalt bereits etwas weiter gefördert, als in den anderen Kerngebieten des Systemes; daher stellen wir eine Uebersicht der bisherigen Resultate dieser Aufnahmen im Odenwald voraus [1]).

[1]) Geologische Karte des Grossherzogtums Hessen, im Massstab 1 : 25,000. Blätter Rossdorf und Messel, aufgenommen von C. Chelius; mit Erläuterungen. Darmstadt 1886.

R. Lepsius, Materialien zur geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Hessen. Mit 1 Tafel. Notizblatt des Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt, IV. Folge. 2. Heft. Darmstadt 1881.

C. Chelius, Mitteilungen aus den Aufnahmegebieten, dasselbe Notizblatt 1887. S. 18—28. — Derselbe, Die lamprophyrischen und granitporphyrischen Ganggesteine im Grundgebirge des Spessarts und Odenwaldes; im N. Jahrb. Min. 1888. Bd. II. S. 67—80.

Wir haben bereits oben im orographischen Teile bemerkt, dass der ganze vordere Odenwald von der Bergstrasse zwischen Weinheim und Darmstadt an bis zu den Thälern der Gersprenz und Weschnitz dem krystallinen Grundgebirge angehört, und dass erst östlich von diesen beiden Thälern der Buntsandstein die Plateaus des hinteren Odenwaldes zusammensetzt. Der Spessart bildet unmittelbar die nördliche Fortsetzung des Odenwaldes und besteht mit seinen vorderen Höhen in der Umgegend von Aschaffenburg und im Kahlgrund ebenfalls aus den krystallinen Schiefern, während der Hochspessart östlich über dem Vorspessart vom Buntsandstein zusammengesetzt wird, der aus dem hinteren Odenwald nach Norden über das Erosionsthal des Maines unbehindert fortschreitet. Einzelne Buntsandsteinreste im vorderen Odenwald (bei Weinheim, Starkenburg bei Heppenheim, Grabenversenkung bei Lichtenberg), sowie die allgemeinen geologischen Verhältnisse des oberrheinischen Systemes beweisen, dass der Buntsandstein einst das ganze krystalline Grundgebirge des Odenwaldes und des Vorspessarts vollständig überdeckte, und nur im Laufe der Zeiten durch die Denudation und Erosion von jenen Gebieten grösstentheils fortgewaschen wurde.

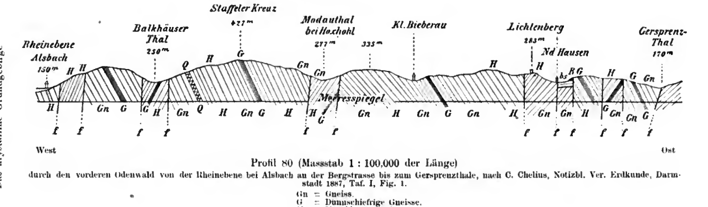
Nach den Aufnahmen von C. Chelius lassen sich im krystallinen Grundgebirge des Odenwaldes drei verschiedene Gneissgebiete unterscheiden, welche von Westen nach Osten nebeneinander liegen und durch bedeutende Verwerfungen voneinander getrennt sind (siehe die beistehenden Profile 80 und 81 S. 366 und 367):

a. Das westliche Hauptgneissgebiet, von der Bergstrasse an bis zu den Thälern der Gersprenz und Weschnitz.

b. Das mittlere Gneissgebiet, zwischen Gersprenz und Mümling; dasselbe bildet auch den grösseren Teil des Vorspessarts.

c. Die dritte Gneissscholle, in der Gneissinsel bei Neustadt an der unteren Mümling und in den gegenüberliegenden Gebieten des südöstlichen Vorspessarts.

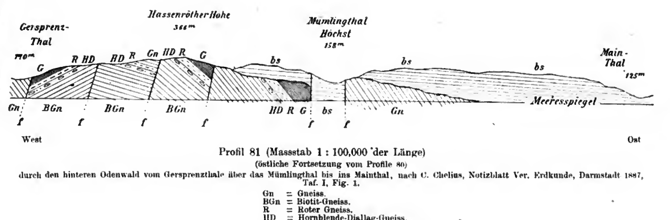
Das westliche Hauptgneissgebiet umfasst den grössten Teil des vorderen Odenwaldes von Darmstadt bis Schriesheim und bis Lindenfels; es enthält zahlreiche Gneissvarietäten, unter denen Orthoklas-Biotit-Gneisse und Plagioklas-Hornblende-Gneisse vorherrschen; zwischen diesen lagern häufig Glimmerschiefer, Graphitschiefer und Quarzitschiefer. Die mehr körnig oder grobkörnig ausgebildeten Lager von Biotit- und Hornblende-Gneissen, durch deren Gewinnung sich in den letzten Jahren an der Bergstrasse eine lebhafte Steinindustrie entwickelt hat, wurden früher für Eruptivgesteine gehalten und demgemäss als Granite, Syenite, Diorite, Gabbros etc. angesprochen, während wir jetzt durch die genaueren Kartenaufnahmen die ständigen Uebergänge der körnigen Gesteine, in denen naturgemäss die flasrige Gneissstruktur mehr zurücktritt, in wohlgeschichtete, dünnschiefrige Gneisse und Glimmerschiefer und die häufige Wechsellagerung dieser mannigfaltigen Gneissarten kennen und schätzen gelernt haben. Wir geben in dem beistehenden Profile 82 S. 368 und seiner Erklärung ein treffliches Beispiel für diesen Wechsel verschiedenartiger Gneissvarietäten, unter denen auch am Felsberge in dem sogen. „Felsenmeere“ die bisher als Diorite bezeichneten grobkörnigen Hornblende-Gneisse in mächtigen Schichten anstehen.



Profil 80 (Massstab 1 : 100,000 der Länge)

durch den vorderen Odenwald von der Rheinebene bei Alsbach an der Bergstrasse bis zum Gersprenzthale, nach C. Chelius, Notizbl. Ver. Erdkunde, Darmstadt 1887, Taf. I, Fig. 1.

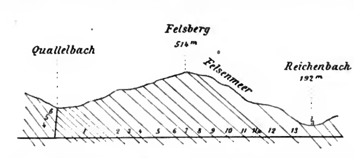
Gn = Gneiss.
G = Dünnschiefrige Gneisse.
H = Hornblende-Gneisse.
Q = Quarzitschiefer.
bs = Buntsandstein.
B = Basalt.
f = Verwerfungen.



Profil 81 (Masstab 1 : 100,000 der Länge)
(östliche Fortsetzung vom Profile 80)
durch den hinteren Odenwald vom Gersprenzthale über das Mümlingthal bis ins Mainthal, nach C. Chelius, Notizblatt Ver. Erdkunde, Darmstadt 1887, Taf. I, Fig. 1.

Gn = Gneiss.
BGn = Biotit-Gneiss.
R = Roter Gneiss.
HD = Hornblende-Diallag-Gneiss.
G = Dünnschiefrige Biotit-Gneisse.
bs = Buntsandstein.
f = Verwerfungen.

Die Hornblende-Gneisse unterscheiden sich auch wesentlich dadurch von den Biotit-Gneissen, dass sie als Feldspat stets vorwiegend einen Plagioklas enthalten, obwohl auch Orthoklas in der Regel vorhanden ist, ebensowie der Plagioklas selten den Biotit-Gneissen fehlt. Dabei führen dieselben oft eine geringe oder grössere Menge von dunkelbraunen Biotitblättchen und von Quarzkörnern, wie z. B. der Hornblende-Gneiss des Felsenmeeres auf dem Felsberg, aus dem die sogen. „Riesensäule", ein halbfertiger gewaltiger Monolith von angeblich römischer Arbeit, gefertigt wurde. Die dünnschichtigen Gneisse, in welche diese grobkörnigen Gesteine übergehen, entziehen sich dadurch leicht einer oberflächlichen Beobachtung, dass sie schneller verwittern als diese, und daher nicht in festen Blöcken im Walde liegen, auch natürlich



Profil 82 (Massstab 1 : 20,000 der Länge)

durch den Felsberg im vorderen Odenwald, nach C. Chelius, Notizblatt Ver. Erdkunde, Darmstadt 1887, Taf. I, Fig. 2.

1) Dünnschiefriger Gneiss mit kleinen Feldspatknötchen und mit Uebergängen in Hornblende-Gneiss.
2) Grobkörniger, rötlicher, körnig-flasriger Gneiss
3) Dunkler Glimmerschiefer mit Biotit, Quarz und wenig Feldspat.
4) Grobkörniger, grauroter, flasriger Augen-Gneiss mit zollgrossen Feldspataugen, um welche sich die Glimmerlamellen im Bogen herumziehen.
5) Dunkler, dünnschiefriger Glimmerschiefer, mit Uebergängen in schiefrigen Gneiss: feinkörnig-zelliges Gewebe von grünem und braunem Biotit und von Quarz mit wenig Plagioklas und Hornblende; viele Erzkörnchen.
6) Grobkörniger, roter Gneiss.
7) Feinkörniger bis grobkörniger, roter und grauer, plattiger Gneiss, zum Teil Augen-Gneiss.
8) Grauer Quarzitschiefer.
9) Graurötlicher bis hellgrauer, flasriger Gneiss.
10) Rötlicher, knotig-flasriger Augen-Gneiss mit wenig Biotit und grossen Feldspataugen.
11) Grauer, körnigstreifiger Gneiss, zum Teil Augen-Gneiss.
11a) Mittelkörniger bis feinkörniger Hornblende-Gneiss, mit Hornblende und Plagioklas, fast ohne Quarz und Orthoklas.
12) Grobkörniger Hornblende-Gneiss des „Felsenmeeres"; Biotit und Hornblende; mehr Plagioklas als Orthoklas; wenige kleine Quarzkörner; Titanit und Erzkörnchen.
In diesem Hornblende-Gneiss lagern ein:
12a) Grünlicher Quarzitschiefer; grob- und feinkörnige Quarzflasern mit Streifen von Granat- und Epidotkörnchen und Amphibolflasern, und
12b) Grobflasriger Gneiss mit hornblendereichen, linsenförmigen Einlagerungen.
13) Mittelkörniger Hornblende-Gneiss, fast ohne Quarz.

nicht in Steinbrüchen gewonnen werden. Die höchsten Berge des vorderen Odenwaldes, die Neunkircher und Seidenbucher Höhen, der Felsberg, Melibocus, Frankenstein und andere hervorragende Bergrücken verdanken ihre Höhe meist mächtigen Lagern von den scheinbar massigen, ungemein widerstandsfähigen Hornblende-Gneissen.

Durch Aufnahme von Diallag gehen die normalen Hornblende-Gneisse in gabbroartige Gneisse über, welche J. Roth zum Unterschied von den eruptiven Gabbros „Zobtenite" nannte [1]), dabei beobachtet man in den Grenzzonen in der Regel, dass die Diallage zuerst als Kerne von frischer brauner Hornblende erscheinen; neben den vorherrschenden Mineralien, Plagioklas und Diallag, ist Biotit und Quarz selten. Zuweilen zeigen diese Zobtenite einen geringen Gehalt an Olivin; dieser Gehalt wächst in einigen Zobtenitlagen des Frankensteins derartig, dass in der chemischen Analyse 29 % Magnesia nachgewiesen wurde, und dass aus der Verwitterung des Olivins Serpentin in reichlicher Menge entsteht; auch sind diese serpentinisierten Zobtenite auf dem Rücken des Frankensteins so reich an Magneteisen, welches primär in Oktaëdern und sekundär in Schnüren vorhanden ist, dass manche Felsblöcke ziemlich stark magnetisch reagieren [2]).

Eine interessante Kontaktzone bilden die Hornblende-Gneisse in ihrer Umrandung des Darmstädter Granitstockes: sowohl südlich als östlich und nordöstlich von diesem Granite, in der Ludwigshöhe, dem Dommerberge und in den Waldhöhen bis gegen Rossdorf und Messel hin, sind die Hornblende-Gneisse umgewandelt in ziemlich dichte grüne, splittrige Gesteine, in denen der Amphibol in einen Pyroxen (Augit) und in Uralit umgesetzt ist [3]); auch dünnschiefrige, biotitreiche Gesteine

---

[1]) J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie Bd. II, S. 484—491. Berlin 1887.

[2]) C. Chelius, Die Diallaggesteine des Frankensteins und seiner Umgebung, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, 1884, S. 24—29. — A. Andreae und W. König, Der Magnetstein vom Frankenstein an der Bergstrasse, mit Kartenskizze, in Abhandlungen der Senckenberg. naturforsch. Gesellsch. XIV. Bd., Heft 4. Frankfurt 1888. — Zum Vergleich geben wir beistehende chemische Analysen: I. von einem normalen Hornblende-Gneiss von Oberramstadt, nach R. Lepsius, Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt. S. 9, 1881; II. von einem normalen Zobtenit. der etwas Olivin hält, vom Frankenstein, nach C. Chelius, Erläuterung zu Blatt Rossdorf 1886, S. 98; III. von dem serpentisierten (olivinreichen), magnetischen Zobtenit vom Frankenstein, nach Andreae und König, Magnetstein vom Frankenstein S. 67. 1888.

	I.	II.	III.
SiO_2	59,00	47,75	38,62
TiO_2	0,52	—	Spur
Al_2O_3	21,59	22,49	4,72
Fe_2O_3	1,12	4,53	6,67
FeO	2,93	3,23	6,27
MnO	—	1,53	0,81
CaO	6,63	15,99	4,61
MgO	3,54	0,59	29.60
Ka_2O	3,12 (Ka₂O + Na₂O)	1,75	1,20 (Ka₂O + Na₂O)
Na_2O		0,91	
H_2O	1,54	0,76	7,68
P_2O_5	—	0,48	—
Summe	99,99	100,01	100,18
Spez. Gew.	2,66	2,36	2,86

[3]) Dieselben sind von C. Chelius auf Sektion Rossdorf der geologischen Karte des Grossherzogtums Hessen, Darmstadt 1886, S. 19—23 und S. 10, Anm. 1. als „Uralit-Diabase" beschrieben worden; auch Chelius ist jetzt von der kontaktmetamorphen Natur dieser eigentümlichen Gesteine überzeugt. Diese Gesteine gleichen den Augit-Skapolith-Schiefern aus den Kontakthöfen der Granite auf dem Erzgebirge (vgl. K. Dalmer, Sektion Schneeberg S. 62, Leipzig 1883). Siebe unten S. 389, Anm. 1.

und hälleflintaartige Bandschiefer, sowie porphyroïdische Schiefer, in denen dünntafelförmige, oft 2 cm lange Plagioklaskrystalle parallel der Schichtfläche liegen, kommen vor. Die Quarzporphyrgänge, welche in dieser Kontaktzone häufig aufbrechen, sind wahrscheinlich als Apophysen des Darmstädter Granitstockes anzusehen.

Wie in anderen Gneissgebieten, so enthält auch im krystallinen Odenwald der Gneiss an mehreren Stellen konkordante und linsenförmige Einlagerungen von Marmor; an den Grenzen der Kalklinsen lagern wie gewöhnlich mehr oder weniger mächtige Zonen von Kalksilikaten, die vorwiegend aus Wollastonit, Granat, Epidot und Amphibolen bestehen. Ausser einigen kleinen Schichten von körnigem Kalk im Gneiss am Herrgottsberg südlich Darmstadt und auf dem südlichen Teil des Melibocus, ist durch zahlreiche Studien besonders bekannt geworden der lange Zug von Marmorlinsen, welcher auf der Südseite des Hochstädterthales bei Auerbach an der Bergstrasse 3,5 km weit vom Kirchberg bei Bensheim bis auf die Bangertshöhe am Wege zum Felsberge zu verfolgen ist[1]). Die grösste Marmoreinlagerung liegt beim Auerbacher Forsthause und hat eine Länge von 600 m und eine Mächtigkeit bis zu 45 m; neben derselben sind noch 15 kleinere Marmorlager in dem südlichen Gehänge des Hochstädter Thales vorhanden, welche zumeist im Fortstreichen der grossen Linse liegen; doch befinden sich auch einige Lager in den hangenden und liegenden Schichten des Hauptzuges. Das Streichen der Gneisse und der Marmorlinsen richtet sich in Nordost; das Einfallen beträgt 50° in Südost. Der Marmor ist meist ein grobkörniger, krystalliner Kalk [2]), in der Regel weiss, oft grau oder bläulich, auch gelblich gefärbt. Im Innern seiner Masse enthält er nur an wenigen Stellen Silikateinlagerungen; dagegen bestehen die Salbänder der Marmorlager stets vorherrschend aus Kalksilikaten, neben denen eine Menge der verschiedenartigsten Mineralien, oft in schön ausgebildeten Krystallen vorkommt; unter den 75 Mineralien, welche bisher in den Kontaktzonen der Marmorlinsen bei Auerbach gefunden wurden, sind besonders merk-

---

[1]) Die Litteratur über den Auerbacher Marmor findet sich in: C. Chelius. Chronologische Uebersicht der geologischen und mineralogischen Litteratur über das Grossherzogtum Hessen, in Abhandl. der hess. geol. Landesanstalt Bd. I, Heft 1. Darmstadt 1884; desgleichen in: F. v. Tchihatchef, Beiträge zur Kenntnis des körnigen Kalkes von Auerbach-Hochstädten. in denselben Abhandlungen Bd. I. Heft 4. Darmstadt 1888. Diese Abhandlung von Tchihatchef bietet über die geologischen Verhältnisse der Marmorlager und der dieselben umschliessenden Gneisse der Umgegend von Auerbach recht wenig und zum Teil unrichtiges; ganz besonders ist die Behauptung Tchihatchefs zurückzuweisen, dass der Marmor diskordant im Gneisse liegen soll. Tchihatchef hielt eine vertikale Zerklüftung des Marmors in der Hoffmannschen Grube beim Auerbacher Forsthause für Parallelstruktur und zeichnete nach dieser falschen Auffassung sein Profil 2 auf Tafel II. Man erkennt vielmehr auf allen Kontakten und an den übrigen Marmorlagern des Hochstädter Thales, die Tchihatchef kaum berücksichtigt hat, dass die Kalklager sämtlich konkordant im Gneisse liegen; die Kontakte der Marmorlinsen sind häufig gebogene Flächen, denen sich die umschliessenden Gneissschichten innig anschmiegen.

[2]) Die früheren Angaben von Dolomit sind irrtümlich und bezogen sich auf einen etwas feinkörnigeren und härteren Marmor mit weissen Granaten aus den Gruben auf der Bangertshöhe; siehe W. Harres, Die Mineralvorkommen im körnigen Kalk von Auerbach, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt. 1881, S. 13.

würdig die verschiedenen Erze, so Magnetkies, Kupferkies, Eisenkies, Molybdänglanz, Bleiglanz, Zinkblende, Speiskobalt, gediegen Silber; auch heben wir hervor die Anwesenheit von Zeolithen, von Titanit. Axinit, Turmalin, Malakolith, Kokkolith und Orthit[1]).

Als zweite im vorderen Odenwald weit verbreitete Gneissvarietät sind die Biotit-Gneisse zu erwähnen; dieselben sind schiefrig, flaserig, grobkörnig und dickschichtig, je nach der wechselnden Glimmermenge; im Gegensatz zu den Hornblende-Gneissen herrscht hier stets Orthoklas dem Plagioklas vor. Die Gesteine sind weisslich grau oder rötlich (durch rötliche Feldspäte oder rote Quarze); oft entstehen Augengneisse durch ausgeschiedene, zollgrosse Orthoklase. Rote Granaten in Körnern und Krystallen erfüllen zuweilen einzelne Schichten der Biotit-Gneisse, z. B. bei Gadernheim; doch wurden bisher keine Granulite gefunden[2]). An einigen Orten, so im oberen Weschnitzthal, bei Wersau und bei Grosssachsen, entstehen Graphitgneisse dadurch, dass neben dem Biotit Graphitblättchen erscheinen.

Die Gneisse im vorderen Odenwald und an der Bergstrasse streichen im allgemeinen in Nordost bis Ostnordost; sie sind vielfach verworfen und erhalten in Gebieten starker Störung, besonders nahe den Abbrüchen zur Rheinebene, ein abnormes Streichen in verschiedenen Richtungen, vorherrschend in Nordwest. Die Bänke sind in der Regel ziemlich steil aufgerichtet und fallen mit 50—70° ein, am häufigsten in Südsüdost bis Südost, auch in Nordwest und Nordnordwest; selten sieht man ein senkrechtes Einfallen der Schichten (siehe die Profile 80 und 81 auf S. 366 und 367).

Zahlreiche Eruptiv-Gänge durchbrechen die Gneisse des Odenwaldes: am verbreitetsten sind granitische Gänge, und zwar Gänge eines roten, feinkörnigen, meist glimmerarmen echten Granites in jeder Breite von mehreren Metern bis 1 und 0,5 cm; dann grobkörnige bis grosskrystalline Ausscheidungen (auch in der Form des sogen. „Schriftgranites") von rotem Orthoklas oder Mikroklin, von Quarz und Muskovit, zu denen sich häufig Turmalin gesellt; dann granitporphyrische und quarzporphyrische Gänge, und endlich die schmalen, langdurchziehenden Gänge der dunkelbraunen bis schwarzen Minette, ein Eruptivgestein, welches zu den charakteristischen Erscheinungen an der Bergstrasse gehört; auch einzelne Basalteruptionen fehlen im Gneissgebiete nicht, so im Auerbacher und Schönberger Thal, bei Lichtenberg, bei Mittlechtern und anderen Orten[3]).

Diesem westlichen Hauptgneissgebiet gehört grösstenteils auch die südliche Partie der Bergstrasse an, welche E. Cohen beschrieben hat[4]).

[1]) G. vom Rath, Orthit im körnigen Kalk bei Auerbach, in Sitzungsber. der niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde in Bonn. 1881, S. 25—28.

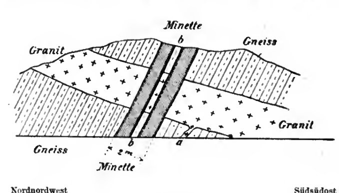
[2]) Auf den älteren geologischen Karten des vorderen Odenwaldes hat R. Ludwig alle roten Gesteine (rote Gneisse, rote Ganggranite) fälschlich als Granulit eingezeichnet.

[3]) Die Eruptivgesteine werden wir unten in einem besonderen Kapitel behandeln.

[4]) W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Mit geol. Karte. Strassburg 1881. — E. Cohen bezeichnet die Gneisse zumeist als Granite und Diorite.

Die beiden oben gekennzeichneten Gneissvarietäten, der rötliche Orthoklas-Biotit-Gneiss, der oft als Augengneiss mit zollgrossen Feldspäten ausgebildet ist, und die Plagioklas-Hornblende-Gneisse herrschen auch hier vor; grobkörnige und dünnschiefrige Gneissschichten wechseln mit einander ab; wie gewöhnlich tritt die flaserige Struktur in den glimmerreichen Gneissen deutlicher hervor als in den glimmer- und hornblendearmen Gneissen. Auch Glimmerschiefer, in denen der Feldspat an Menge gegen Glimmer und Quarz zurücktritt, sodann Quarzitschiefer (auch pyroxenhaltige), Graphitschiefer, Granat- und Epidotfels werden von Cohen erwähnt. Ganz analog den Zobteniten vom Frankenstein erscheint auch bei Schriesheim ein Olivin-Diallag-Gestein, welches bereits Fuchs und Zittel in genetische Beziehungen zu dem nahe bei diesem serpentinisierten „Schillerfels" anstehenden Hornblendegneiss („Diorit") brachten [1]); wir erkennen hier dieselben Beziehungen, wie bei den „Flasergabbros" im hinteren Odenwald, im Schwarzwald und im sächsischen Granulitgebirge.

Auch sind in diesem südlichen Gneissgebiete bei Weinheim Eruptivgänge ungemein häufig: echte körnige Granite, Granitporphyre und feldspatreiche granitische Gänge, sodann zahlreiche Minettegänge durch-



Profil 83

aus einem Steinbruch an der Hirschburg bei Leutershausen an der Bergstrasse:
Granitgang im Gneiss; Minettegang durch Gneiss und Granit, nach C. Chelius, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt 1888. Gneiss fällt mit 65° in Nordnordwest ein.
Granit (mit Apophyse bei a) durchbricht den Gneiss normal zur Richtung des Einfallens der Gneissschichten.
Minettegang lagert konkordant zwischen den Gneissschichten und umschliesst eine abgelöste Schale von Gneiss und Granit (b).

brechen an vielen Orten die Biotit- und Hornblende-Gneisse. Das vorstehende Profil 83 aus einem Steinbruch an der Hirschburg südöstlich Leutershausen keunzeichnet trefflich die Verbandverhältnisse zwischen dem vorherrschenden Gneiss und den durchsetzenden Granit- und Minettegängen.

---

[1]) C. W. C. Fuchs, Schillerfels bei Schriesheim an der Bergstrasse, im N. Jahrb. Min. 1864, S. 326—332; und K. Zittel, Labrador-Diorit von Schriesheim bei Heidelberg, im N. Jahrb. Min. 1866 S. 641—646.

b. Das mittlere Gneissgebiet des Odenwaldes liegt östlich der Gersprenz und Weschnitz und erstreckt sich bis zum Mümlingthale; es besteht aus normalen Gneissen, und zwar dunklem Biotit-Gneiss mit Augengneissen, rotem, glimmerarmem Gneiss mit Biotit und Muskovit und dünnschieferigen Biotit-Glimmerschiefern. Zwischen dem dunklen, körnigflaserigen Biotit-Gneiss und dem roten Gneiss kommen dünnschichtige und flaserige, oft granathaltige Hornblende-Gneisse vor, die an einigen Stellen linsenförmige Einlagerungen von grobkörnigen, diorit- und gabbroähnlichen Gesteinen einschliessen; in ihnen wiegt wieder der Plagioklas bedeutend vor dem Orthoklas vor; in den gabbroartigen Lagern erscheint auch Olivin. Dabei gehen die Biotit-Gneisse allmählich über in die Hornblende-Gneisse, diese in die diallag- und olivinführenden Gesteine, und die dünnschichtigen und flaserigen Gneissschichten in die grobkörnigen und im Innern scheinbar massigen Linsen [1]). Wir erkennen also hier dieselben interessanten geologischen Verbände wie in den gleichen Gesteinen an der Bergstrasse und wie in den „Flasergabbros" in Sachsen; gerade wie in jenen Gebieten, sind auch im hinteren Odenwald die linsenförmigen Einlagerungen der Hornblende- und Diallag-Olivin-Gesteine genetisch nicht von den normalen Gneissen zu trennen.

Auch kleine Marmoreinlagerungen trifft man in den oberen Glimmerschiefern des mittleren Gneissgebietes, so bei Höllerbach östlich Brensbach; und zwar sind diese weissen, oft feinkörnigen Marmore wichtig im Vergleich und zum Verständnis der grösseren Lager körnigen Kalkes an der Bergstrasse, da sie zuweilen nur handgrosse Linsen bilden und schnürenförmig in einer Reihe hintereinander in der Schichtfläche des Gneisses einlagern; die Biotit-Flasern biegen und schmiegen sich rings um die Marmorlinsen, gerade so wie sich die Gneissschichten um die grösseren Marmorlager im vorderen Odenwalde, und wie sich dieselben um die „Flasergabbros" bogenförmig herumziehen.

Pegmatitische Gänge kommen auch in diesem mittleren Gneissgebiete vor; echte Eruptivgesteine sind dagegen hier wenig zahlreich; einen grossen Granitstock enthält die Tromm östlich von Fürth und Rimbach.

Dieses zweite Gneissgebiet ist von dem westlich gelegenen ersten Gebiete durch bedeutende Verwerfungen und Grabenversenkungen getrennt; so liegt im Norden bei Lengfeld und Hering eine breite Zone von Buntsandstein in dem Graben zwischen beiden Gneissgebieten, und auf der Hauptspalte brach der Basalt des Otzberges hervor. Gegen Osten tauchen die mittleren Gneisse unter den Buntsandstein des hinteren Odenwaldes; von Süden her lässt sich dieses Gneissgebiet verfolgen von Waldmichelbach östlich des Weschnitzthales, an der Tromm entlang, über die Böllsteiner Höhe bis Umstadt und unter dem Diluvium der Mainebene bei Babenhausen fort bis hinüber in den Vorspessart.

Die Schichten dieses mittleren Gneissgebietes lagern flacher als diejenigen im vorderen Odenwald (siehe Profil 81 S. 367); sie bilden im ganzen

[1]) C. Chelius, Mitteilungen aus den Aufnahmegebieten, im Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt, 1887, S. 24—28.

einen flachen Sattel, dessen Mittellinie in Nordnordost verläuft: auf der Mitte des Sattels liegen die Gneisse in schmaler Zone horizontal und fallen von hier aus in Winkeln von 5—25° gegen Nordwest zur Gersprenz, gegen Südost zur Mümling allmählich ein mit Längsverwerfungen; nur in unmittelbarer Nähe der westlichen Hauptverwerfung stellen sich die Bänke steil bis zu 90° und selbst bis zur Ueberkippung.

c. Die dritte, am weitesten nach Osten gelegene Gneisspartie tritt nur im unteren Mümlingthal bei Dusenbach und Neustadt, am Breuberg und im Bahntunnel bei Frau Nauses unter dem Buntsandstein hervor: körnige graue Biotitgneisse mit weissen Feldspäten und mit Hornblende und rote körnige Gneisse bilden hier Gesteinstypen, welche wir aus dem übrigen krystallinen Odenwald nicht kennen; die Gneissbänke fallen flach in Ostsüdost ein (siehe Profil 81 S. 367). In dem dieser Gneissinsel gegenüberliegenden südöstlichen Teil des Vorspessart bei Soden und Bessenbach scheinen dieselben Gneisse sich zu verbreiten.

Diese drei Gneissgebiete des Odenwaldes folgen von West nach Ost aufeinander, getrennt durch Verwerfungen, welche parallel der Rheinhauptspalte in Nordnordost gerichtet sind; wie sie sich in ihrem relativen Alter gegen einander verhalten, ist noch nicht bekannt.

In dem Vorspessart [1]), der Umgegend von Aschaffenburg und dem Kahlgrund fehlt die westliche Gneissformation des vorderen Odenwaldes vollständig; dieselbe liegt versunken unter der Mainebene zwischen Dieburg und Hanau [2]). Den Hauptanteil an der Zusammensetzung dieser Gegend nimmt die eben gekennzeichnete mittlere Gneissformation, die aus dem hinteren Odenwald herüberstreicht und bei Stockstadt den Main überschreitet. Die flaserigen, dunkeln Biotit-Gneisse und -Glimmerschiefer herrschen hier vor; in denselben lagern Hornblendegneisse (Striet, Feldkahl) und rötliche Quarzitschiefer (auf dem Hahnenkamm): als accessorische Mineralien erscheinen oft Granat und Staurolith, auch Turmalin und Zirkon.

Dagegen enthält das südöstliche Gebiet des Vorspessarts, welches Chelius in Zusammenhang bringt mit der Gneisspartie bei Neustadt im hinteren Odenwald, vorwiegend körnige Biotit-Gneisse mit weissen oder rötlichen Orthoklasen; durch gross ausgeschiedene Feldspäte entstehen Augengneisse, durch Eintreten der Hornblende entstehen Hornblende-Gneisse, die bei Gailbach, am Stengerts und bei Bessenbach ziemliche Verbreitung erlangen und zuweilen Granaten enthalten. Auch sind bei Gailbach im Gneisse zwei linsenförmige Lager von grobkörnigem, weissem Marmor aufgeschlossen; dieser Kalk zeigt durch einliegende.

---

[1]) Siehe: M. B. Kittel, Skizze der geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgegend Aschaffenburgs. Mit geol. Uebersichtskarte. Aschaffenburg 1840. — W. Gümbel, Der bayrische Spessart, geologische Skizze, in Deutsche geogr. Blätter. Bd. IV, Heft 1. Bremen 1881. — C. Chelius, Die lamprophyrischen und granitporphyrischen Ganggesteine im Grundgebirge des Spessarts und Odenwaldes, im N. Jahrb. Min. 1888, Bd. II, S. 67—80.

[2]) Wir erinnern hier an unsere Angaben oben S. 15 über die Einschlüsse von Gneissen (Diorit- und Gabbro-ähnlichen Gesteinen) im Basalt von Naurod im Taunus; diese Funde machen es wahrscheinlich, dass die nördliche Fortsetzung des vorderen krystallinen Odenwaldes unter dem Devon des Taunus vorhanden ist.

weisse Glimmerblättchen eine Schichtung, die parallel derjenigen des umschliessenden Gneisses verläuft; die Salbänder sind reich an Tremolit. Granat und Quarz.

Diese „Körnel-Gneisse“ und die Gneisse bei Aschaffenburg werden häufig durchbrochen von pegmatitischen Gängen, deren grosskörnige Masse zuweilen als „Schriftgranit“ ausgebildet ist, und gelegentlich Turmalin, Granaten (Spessartin), Lithionglimmer, Beryll, Apatit und Titaneisen enthält. Die grobkörnigen Hornblende-Gneisse derselben Gegend werden durchsetzt von Kersantitgängen, welche ebenso auf dieses Gebiet beschränkt zu sein scheinen, wie die Minetten auf den westlichen Theil des Odenwaldes.

Im allgemeinen streichen die Gneisse im Vorspessart nach Nordost und fallen vorherrschend in Nordwest, oft auch in Südost ein mit flachen Winkeln von 20—25° oder mit steileren bis zur senkrechten Schichtenstellung; eine genauere Aufnahme des krystallinen Grundgebirges im Spessart fehlt noch, so dass über das relative Alter der verschiedenen Gneisse und Glimmerschiefer kaum eine Vermutung ausgesprochen werden kann; doch glaubt Gümbel, dass die südöstlich vom Aschaffthale lagernden „Körnelgneisse“ älter seien, als die nördlich dieses Thales verbreiteten Glimmergneisse.

Gehen wir weiter nach Süden, so treffen wir das krystalline Grundgebirge zunächst bei Heidelberg wieder an, wo der Neckar den bunten Sandstein völlig durchschnitten hat. Es erscheint hier ein Biotit-Gneiss mit gross ausgeschiedenen Orthoklasen (Augen-Gneiss, „porphyrartiger Granit“), ähnlich demjenigen, der die Berge bei Schriesheim, Leutershausen etc. zusammensetzt und nur in der kurzen Strecke zwischen Dossenheim und Heidelberg von Quarzporphyr und Buntsandstein bedeckt wird. Wie an der Bergstrasse, so wird auch hier am Neckar der Gneiss von zahlreichen Granitgängen durchbrochen, deren dicht gescharte Massen besonders gut am Heidelberger Schlossberg und in den Felsen am linken Neckarufer gegenüber Stift Neuburg zu beobachten sind; wir sehen hier feinkörnige rote Muskovitgranite (auch mit Biotit) und die grobkörnigen pegmatitischen Gänge, in denen accessorisch Turmalin, Granat, Pinit und Beryll auftreten. Dieses Gneissgebiet ist nur durch die Erosion des Flusses aufgeschlossen; zu beiden Seiten des Neckars setzen die krystallinen Gesteine 60—80 m hoch über den Flussspiegel die unteren Thalgehänge zusammen und ziehen am rechten Ufer bis Ziegelhausen, am linken bis Schlierbach hinauf.

Der Belchenstock des Schwarzwaldes besteht zum grössten Teile aus dem krystallinen Grundgebirge; die Trias- und Juradecke wurde zur Tertiärzeit gesprengt, westlich sanken ihre abgebrochenen Schollen in den Rheingraben, östlich fallen sie flach ab zur schwäbischen Alp hin; einige Reste derselben sind auf den Höhen des krystallinen Kernes liegen geblieben. Südlich der Kraichgauer Senke tritt die krystalline Grundlage unter dem Buntsandstein erst wieder zu Tage bei Gernsbach im unteren Murgthale, sowie weiter östlich in den tiefen Thaleinschnitten der Eyach, der Enz (z. B. bei Wildbad, dessen warme Quellen dem Grundgebirge entspringen) und der Nagold (bei Liebenzell). Von dieser Gegend an herrschen Gneisse und Granite vor durch

den Hauptgebirgsstock des Schwarzwaldes bis an das obere Rheinthal bei Säkkingen und Laufenburg, und durch die ganze Breite des Belchenmassives vom Westfusse des Gebirges an über der Rheinebene nach Osten bis Schiltach, Triberg, Lenzkirch und St. Blasien. In mehreren Gebieten dieses ausgedehnten archäischen Grundgebirges, so bei Baden, Offenburg, Schönau und Lenzkirch sind paläozoische Schichten eingefaltet, die wir später kennen lernen werden. (Siehe das zweite Profil unter unserer geologischen Uebersichtskarte.)

Im ganzen sind die geologischen Verhältnisse dieses krystallinen Schwarzwaldes noch wenig aufgehellt, da Spezialaufnahmen noch nicht vorliegen. Nach den unten citierten Abhandlungen und Karten [1] und aus eigener Anschauung geben wir die folgende Uebersicht über die Verbreitung und Beschaffenheit der Gneisse im Schwarzwalde.

Vier grössere Granitmassive werden in den Gneissgebieten des Schwarzwaldes ausgeschieden: 1) Das nördliche Massiv wird im Murgthale zwischen Schönmünzach und Gernsbach, sowie in den Thaleinschnitten der Eyach, Enz und Nagold entblösst und zieht nach Westen hinüber bis an den Gebirgsrand bei Bühl und nach Süden bis an den Ausgang des Kinzigthales bei Offenburg. 2) Das Triberger Massiv.

[1] Litteratur und Karten über das krystalline Grundgebirge des Schwarzwaldes:

Peter Merian, Geognostische Uebersicht des südlichen Schwarzwaldes. Mit geologischer Karte. Basel 1831.

Aus den Beiträgen zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherzogtums Baden. Heft 7: Geol. Beschreibung der Umgebungen von Badenweiler, von Fr. Sandberger. 1858. — Heft 11: Geol. Beschreibung der Gegend von Baden, von Fr. Sandberger. 1861. — Heft 16: Geol. Beschreibung der Umgebungen der Renchbäder. von Fr. Sandberger. 1863. — Heft 23: Geol. Beschreibung der Umgebungen von Waldshut, von J. Schill. 1866. — Heft 30: Geol. Beschreibung der Umgebungen von Triberg und Donaueschingen, von W. Vogelgesang. 1872. — Jedes Heft mit geologischen Karten im Massstabe 1 : 50.000. Karlsruhe.

H. Eck, Geognostische Karte der Umgegend von Lahr, mit Profilen und Erläuterungen. Lahr 1884.

H. Eck, Geognostische Uebersichtskarte des Schwarzwaldes. Zwei Blätter. im Massstabe 1 : 200,000. Lahr 1886/87.

H. Eck, Geognostische Karten der weiteren Umgebungen der Schwarzwaldbahn, der Renchbäder, der Gegend von Ottenhöfen, im Massstabe 1 : 50,000. Lahr 1884 und 1885.

H. Eck, Bemerkungen über die geognostischen Verhältnisse des Schwarzwaldes im allgemeinen und über Bohrungen nach Steinkohlen in demselben. Jahreshefte Ver. vaterländ. Naturkunde in Württemberg. Stuttgart 1887.

R. Lepsius, Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge. Mit Uebersichtskarte. Stuttgart 1885.

C. Hebenstreit, Beiträge zur Kenntnis der Urgesteine des nordöstlichen Schwarzwaldes. Diss. Würzburg 1877.

K. Killing, Ueber den Gneiss des nordöstlichen Schwarzwaldes und seine Beziehungen zu den Erzgängen. Diss. Würzburg 1878.

E. Weber, Studien über Schwarzwälder Gneisse. Diss. Tschermak's mineralog. petrograph. Mittlg., VI. Bd., S. 1—40. Wien 1884.

J. H. Kloos, Studien im Granitgebiet des südlichen Schwarzwaldes. N. Jahrb. Min., III. Beil.-Bd. S. 1—66. Stuttgart 1885.

A. Schmidt, Geologie des Münsterthals im badischen Schwarzwald. 1. Teil: Das Grundgebirge. Mit geognost. Karte. Heidelberg 1886.

Ph. Platz, Geologische Skizze des Grossherzogtums Baden. Mit geologischer Uebersichtskarte im Massstabe 1 : 400,000. Karlsruhe 1885.

das sich vom Briglirain und Kesselberg ausbreitet nach Nordosten bis an die Thäler von Schramberg und Schiltach. 3) Das Blauen-Massiv, vom Blauen und von Kandern an nach Osten bis an das Wehrathal. 4) Das Schluchsee-Massiv, vom Blössling nach Nordost bis Neustadt und nach Südost bis an das Schlüchtthal und vom Blössling nach Süden bis in den Vorwald bei Säkkingen.

Den mittleren und grössten Teil des Schwarzwald-Grundgebirges bildet ein ausgedehntes, zusammenhängendes Gneissgebiet vom Renchthale an nach Süden bis auf den Belchen und Feldberg. Zwischen den beiden südlichen Granitmassiven liegen mehrere kleinere Gneissgebiete, so zu beiden Seiten des oberen Wehrathales bei Todtmoos und Hornberg, im Vorwald bei Laufenburg und Hauenstein und im oberen Albthale unterhalb St. Blasien. Im nördlichen Schwarzwalde treffen wir Gneissinseln bei Gaggenau im Ausgang des Murgthales an; eine weitere, etwas grössere Gneisspartie nordöstlich der Hornisgrinde bei dem Städtchen Lauf — sie gipfelt im Omerskopfe, der 945 m hoch ist; auch südöstlich der Hornisgrinde schneiden die obersten Thäler der Murg in Gneiss ein.

Eine Gliederung der Gneisse in diesen Schwarzwald-Gebieten vorzunehmen, ist nach dem jetzigen Standpunkte unserer Kenntnis derselben nicht möglich, ist daher auch kaum versucht worden [1]). Die vorherrschende Gneissvarietät im Schwarzwalde ist ein dunkler, körnigflaseriger Biotit-Gneiss, dessen vorwiegender Feldspat Orthoklas ist; solche Biotit-Gneisse setzen den grössten Teil des zentralen Grundgebirges zusammen und bilden die höchsten Berge, den Feldberg und Belchen. Häufig entstehen in diesem normalen Schwarzwald-Gneisse Augengneisse [2]) dadurch, dass grössere Orthoklas-Krystalle parallel der Schichtung ausgeschieden liegen. Gelegentlich erscheinen rotbraune Granaten (oft manganhaltig) in diesem Gneisse; manchmal liegen neben dem dunklen Glimmer zahlreiche Graphitschüppchen; einen derartigen granat- und graphithaltigen Biotit-Gneiss von der Farbmühle zwischen Schenkenzell und Wittichen am rechten Ufer der Kinzig nannte H. Fischer [3]) „Kinzigit“. Oft werden diese Gneisse dünnschichtig, und zuweilen tritt der Feldspat derartig gegen die Mengen des Glimmers und des Quarzes zurück, dass man solche Bänke als Glimmerschiefer bezeichnen kann.

Von besonderer Wichtigkeit sind die verschiedenartigen Hornblende-Gneisse, welche im Schwarzwalde zwar keine so mächtigen und weitdurchstreichenden Schichten bilden wie im vorderen Odenwalde, die aber doch nicht selten in dünneren Bänken, in dickeren Lagern und in Linsen zwischen den Biotit-Gneissen des Schwarzwaldes konkordant einlagern. Solche Hornblende-Gneisse beschreibt E. Weber [4]) aus dem

---

[1]) Siehe Fr. Sandberger, Zur Urgeschichte des Schwarzwaldes. Vortrag. Basel 1867.

[2]) In der Litteratur auch „Porphyrartiger Gneiss“ und von A. Schmidt (Münsterthal 1886) „Krystall-Gneiss“ genannt; beide Bezeichnungen scheinen mir unpassend zu sein.

[3]) H. Fischer, im N. Jahrb. Min. 1860, S. 796. — Siehe auch darüber C. Hebenstreit a. a. O. 1877, S. 17—23, und E. Weber a. a. O. 1884, S. 25—27.

[4]) A. a. O. 1884, S. 22—25.

Oppenauer Gneissgebiete, so aus der Gegend von Petersthal, Döttelbach. Maisach und anderen Orten: wie so häufig fehlt in diesen Gesteinen der Quarz fast ganz und wiegt der Plagioklas vor dem Orthoklas bedeutend vor; accessorisch zeigen sich Zirkon, Titanit und Eisenglanz: die chemische Analyse erweist nur 49 % SiO_2 und 3,4 % Na_2O gegen 1 % Ka_2O.

Mehrere Einlagerungen von Hornblende-Gneiss im normalen Biotit-Gneiss erwähnt A. Schmidt [1]) vom Nordabhang des Belchen: auch hier werden die Hornblende-Gneisse oft so massig und grobkörnig, dass der Petrograph gut ausgewählte Handstücke unbedingt für Diorit ansprechen würde, während der Geologe die in der Natur vorhandenen Uebergänge des scheinbar massigen Hornblende-Gneisses in den normalen umschliessenden Gneiss beobachtet und nach der Lagerung den genetischen Zusammenhang der verschiedenen Gneisse konstatiert; auch fehlen niemals ganz dünnschichtige und feinkörnige Hornblende-Gneisse neben den grobkörnigen Linsen.

Aus den Gneissgebieten im südlichen Schwarzwalde kennen wir nicht nur die gewöhnlichen Hornblende-Gneisse, sondern auch ihre diallag- und olivinhaltigen Abarten, wie wir sie aus dem Odenwald erwähnten; jedoch sind hier die Aufschlüsse oft ungenügend und daher diese Zobtenite meist nur in Blöcken aufgefunden worden. Besonders häufig trifft man derartige Hornblende- und Diallag-Gesteine an in dem Gneissgebiete südlich vom Blössling in der Umgebung des oberen Wehrathales, bei Todtmoos, Herrenschwand, Ehrsberg, Gersbach, Herrischried und anderen Orten; auch weiter östlich im Gneissgebiet des Albthales bei Urberg südlich von St. Blasien [2]). Diese Gesteine bestehen aus weissem Plagioklas und dunkelgrüner Hornblende, denen sich etwas Biotit und Eisenoxydkörnchen, auch Magneteisen und rotbrauner Granat, zuweilen auch Quarz und Orthoklas beigesellen; die meist grobkörnigen, feldspatreichen Gesteine gehen über in feinkörnige. dunkle hornblendereiche Gneisse mit schiefriger Struktur. Daneben erscheint Diallag, und zwar sowohl hellgrüner, typischer Diallag, als dunkelgrüner mit Bronzit-Schiller auf den Spaltungsflächen; der Diallag ist meist derartig mit der Hornblende verwachsen, dass die letztere den Diallag umschliesst und in ihn hineinragt. Endlich finden wir hier auch Diallag-Gneisse, die reich an Olivin sind (Zobtenite mit Olivin). und zwar sind dieselben alsdann arm an Feldspat, enthalten dagegen viel dunkelgrüne Hornblende und Diallag, auch Granat, Chlorit und Magneteisen.

Neben dem normalen Biotit-Gneiss und den Hornblende-Gneissen erscheinen auch rote Gneisse, die aus rötlichem Orthoklas, wenig Plagioklas, Quarz und aus wechselnden Mengen von Muskovit bestehen; durch Zurücktreten des Glimmers erhalten diese Gneisse in der Regel eine körnige Struktur. Auch im Schwarzwalde, wie im hinteren Odenwalde und in den Vogesen, scheint eine Trennung von älteren grauen und

---

[1]) A. Schmidt, Geologie des Münsterthales, 1886, S. 67—78 und S. 125—128.

[2]) J. H. Kloos, Studien im Granitgebiet des südl. Schwarzwaldes, im N. Jahrb. Min., Beil., Bd. III, S. 1—66. Stuttgart 1884.

jüngeren roten Gneissen nicht möglich zu sein; vielmehr wechsellagern die dunkleren Biotit-Gneisse mit den roten Muskovit-Gneissen, und andererseits sind in diesen Gebieten auch rot gefärbte Biotit-Gneisse sehr verbreitet, ebenso wie auch Gneissbänke vorkommen, in denen beide Glimmer nebeneinander liegen.

Eine 6—15 cm mächtige Schicht von weissem Marmor mit Wollastonit, Granat, Hornblende (Pargasit), Vesuvian und Titanit lagert im normalen Biotit-Gneiss bei Berghaupten am Ausgang des Kinzigthales; dolomitische Zwischenlagen im Gneiss sind auch bei Oppenau und bei Freiburg bekannt.

Auch Eklogite, also Gneissschichten, die aus Granat, Smaragdit und Omphacit mit etwas Magneteisen, Zirkon und Rutil bestehen, kommen im Schwarzwalde vor, und sind bekannt vom Hohle Graben, von Dreieck und Fahrenberg auf Blatt Triberg [1]), bei Willmedobel am Südost-Abhange des Kandel bei Freiburg und bei Hausach im Kinzigthale [2]).

In den Gneissgebieten des Schwarzwaldes setzen zahlreiche Erzgänge auf, und zwar vorwiegend Gänge mit Bleiglanz, gelegentlich mit Beimischung von Silbererzen; selten sind Kupfer- und Eisenerze. Der ehemals schwunghaft betriebene Bergbau des Schwarzwaldes ist jetzt fast ganz zum Erliegen gekommen, nachdem die Gänge erschöpft sind. Am ältesten war der Bergbau im Münsterthale, am ausgebreitetsten derjenige im Kinzigthale, im Schapbach- und Kaltbrunner-Thale, bei Oberwolfach und anderen Seitenthälern der Kinzig [3]).

Manche der bisher als Granite (besonders die sog. „Lagergranite") angesprochenen Gesteine des Schwarzwaldkernes sind geologisch vielmehr als Gneisse mit körniger Struktur aufzufassen; das wichtigste Unterscheidungsmittel von Gneissen und Graniten, die Homogenität des massigen Gesteines, des Granites, und im Gegensatz hierzu der fortdauernde Wechsel im Material von einer Schicht zur andern bei den Gneissen, kann nur in der Natur selbst beobachtet werden, und entgeht selbstverständlich demjenigen, der sich darauf beschränkt, Handstücke oder Dünnschliffe von Gesteinen, deren Beziehungen zu einander und deren geologische Lagerung ihm unbekannt sind, im Zimmer zu untersuchen.

Daneben bleiben jedoch bestehen die grossen Granitstöcke, von denen wir oben die wichtigsten anführten. Häufig senden diese Granite Apophysen seitlich in die durchbrochenen Gneisse, und zwar sind es dann vorwiegend feinkörnige Granite; ebenso erscheinen selbständige Granitgänge in grosser Menge in den Gneissen des Schwarzwaldes. Derartige Granitapophysen und Granitgänge beschreiben Fr. Sandberger aus dem Gneissgebiete der Renchbäder (siehe die beistehenden Profile 84—86),

[1]) W. Vogelgesang, Geologische Beschreibung der Umgebungen von Triberg und Donaueschingen, in Beiträgen zur Statistik etc. Karlsruhe 1872, S. 43.

[2]) P. Lohmann, Neue Beiträge zur Kenntnis des Eklogits. Diss. im N. Jahrb. Min., 1884. Bd. I, S. 83—115.

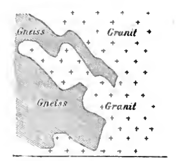
[3]) W. Vogelgesang, Geognostisch-bergmännische Beschreibung des Kinzigthaler Bergbaues, in Beiträgen zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherzogtums Baden. 21. Heft. Karlsruhe 1865.



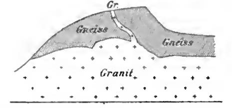
A. Schmidt aus dem Münsterthale, W. Vogelgesang und G. Williams aus der Umgegend von Triberg [1]; die beiden letzten Autoren geben auch an, dass die Ganggranite zuweilen eine porphyrische Struktur



Profil 84
Granitgang im Gneiss zwischen Grieshach und Dottelbach.



Profil 85
Grenze von Gneiss und Granit bei Griesbach.



Profil 86
Grenze zwischen Gneiss und Granit in einem Steinbruch bei Döttelbach; Apophyse von Granit in Gneiss.
Profile 84—86 aus dem Oberen Renchthale, nach Fr. Sandberger, Geol. Beschreibung der Umgebungen der Renchbäder. Karlsruhe 1863, Taf. II, Fig 2—4.

annehmen. Auch werden häufig Bruchstücke des durchbrochenen Gneisses von dem Granit umschlossen.

[1] A, Schmidt, Münsterthal, 1886, S. 59—64 und S. 119—124. — W. Vogelgesang, Umgebung von Triberg, 1872, S. 26. — G. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald, S. 599, im N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. II. S. 585—634. Mit geol. Karte. Stuttgart 1883.

Endlich werdeu die Gneisse des Schwarzwaldes au zahlreichen Orten gangförmig durchsetzt von Quarzporphyren, Porphyriten, Minetten und anderen Eruptivgesteinen, welche wir weiter unteu kennen lerneu werden.

Ueber die Lagerung der Gneisse im Schwarzwalde sind wir noch wenig unterrichtet. Das vorherrschende Streichen der Gneissschichten verläuft in Nordost bis Ostnordost, wie im ganzen Grundgebirge der rheinischen Systeme. Am Rande des Gebirges gegeu die Rheinebene finden häufige Störungen statt dadurch, dass Schollen des krystallinen Kernes absinken zur Rheinversenkung hin; so ist z. B. das allgemeine Streichen der Gneissscholle, die nordwestlich der Hornisgrinde beim Städtchen Lauf liegt, gegen Nordwest gerichtet und das Einfallen in Südwest mit 30—50°; auch aus dem Münsterthale bei Staufen berichtet A. Schmidt, dass die Gneisse im westlichen Teil des Gebietes gegen die Rheinebene zu häufig in Nordwest streichen und dabei in Südwest, manchmal auch in Nordost, mit Winkeln von 45—70° einfallen. Zuweilen kommen auch im Innern des Gebirges Abweichungen vom normalen Streichen vor, und zwar scheinen dieselben sowohl längs grösserer Dislokationslinien aufzutreten, als durch Verstauchungen der Gneisse in der Nähe von Granitstöcken hervorgerufen zu sein. Eine sattelförmige Stellung der Gneissschichten ist selten direkt zu beobachten[1]), obwohl der nicht selten vorhandene Wechsel im Fallen der Schichten (nach Südost und Nordwest) auf ein ursprüngliches Zusammenfallen des Gneiss-Grundgebirges zu deuten scheint.

Das krystalline Grundgebirge der Vogesen ist uns ebenfalls bisher noch wenig bekannt. Nach den älteren französischen Karten und Arbeiten [2]) soll der ganze Belchenstock vom elsässer Belchen im Süden an bis zu den Meurthequellen und bis zum Kaisersberger Thal aus granitischen Gesteinen, besonders aus Graniten und Dioriten, bestehen; dass in diesen Gebieten auch Gneisse vorkommen, beweisen unter anderem die Angaben von G. Bleicher[3]) über Gneisse in den Quellthälern der Mosel; ein instruktives Profil, das uns zeigt, dass die Granite die Gneissgrundlage durchbrochen haben, ist das folgende (87 S. 382) aus den französischen Vogeseu bei Tendon, einem Weiler, der in der Mitte zwischen Epinal und Gérardmer und 14 km oberhalb Docelles liegt.

An der Mosel hinab sind diese krystallinen Gesteine zu verfolgen bis nach Epinal; auch die Zuflüsse zur Saône im inneren Bogen der

---

[1]) Vgl. das Profil im oberen Renchthal bei Petersthal in Fr. Sandberger, Renchbäder 1863, Taf. 1, Fig. 3.

[2]) Dufrénoy et Elie de Beaumont, Carte géologique de la France. Massstab 1 : 500,000, in 6 Blättern und 1 Uebersichtskarte. Paris 1840. Dazu gehört die: Explication de la carte géologique de France von denselben. Bd. 1, S. 267. Kapitel V: Les Vosges. Paris 1841. Dieses ausgezeichnete und berühmte Werk von Dufrénoy und Elie de Beaumont wird immer seinen Wert behalten. — J. Delbos et Köchlin-Schlumberger, Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin (Ober-Elsass), 2 Bde. Mit geol. Karte im Massstabe von 1 : 80,000. Kolmar 1866. — A. Daubrée, Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin (Unter-Elsass). Mit geol. Karte im Massstabe von 1 : 80.000 und einer geol. Uebersichtskarte in 1 : 200,000. Strassburg 1852.

[3]) G. Bleicher, Guide du géologue en Lorraine. Paris 1887.

Monts Faucilles bei Plombières und Darney durchschneiden mehrfach den Bunten Sandstein bis auf den krystallinen Kern. Bei Kolmar tritt das krystalline Gebirge bis an den Westrand der Rheinebene heran. Typische Gneisse lagern in dem schmalen Vogesenkamme zwischen Schlettstadt und St. Dié in den Thälern der Leber bei Markirch, des Giessen bei Urbeis und der Meurthe-Zuflüsse oberhalb St. Dié. Im Norden dieses Gneissgebietes erhebt sich dann als ein Eckpfeiler des krystallinen Grundgebirges der Vogesen das Granitmassiv des Hochfeldes über dem Breuschthale.



Profil 87
durch Granit und Gneiss zu Tendon bei Epinal, nach G. Bleicher, Guide du géologue en Lorraine. S. 142. Paris 1887.
Der Granit durchbricht den Gneiss und sendet zwei Apophysen (bei a) in den Gneiss.

Eine genaue Untersuchung der Vogesen-Gneisse liegt nur vor in der Abhandlung von P. Groth über das Gneissgebiet von Markirch[1]). Dort im Leberthale lagert zunächst über dem südlich im Bressoir (1231 m) aufsteigenden Granit ein dünnschieferiger, biotitreicher Gneiss, der neben Orthoklas und Quarz nur wenig Plagioklas enthält; östlich und westlich der Hauptmasse geht dieser Glimmerschiefer-ähnliche Gneiss auch in grobflaserigen, zweiglimmerigen Gneiss mit rotem Orthoklas und in grobflaserigen, glimmerarmen Muskovit-Gneiss über; accessorisch kommen schwarze Turmalin-Krystalle, zersetzte Cordierite, farblose Apatit-Nadeln (im Quarz) und Graphit-Schüppchen vor. Ueber diesen älteren Gneissschichten unterscheidet Groth eine zweite Stufe von Gneissen, die meist Granat in kleinen und grossen Krystallen enthalten, und im übrigen sehr mannigfache Strukturen und wechselnde Bänke verschiedener Gneiss-Varietäten zeigen: rötlichgraue und hellgraue schiefrige oder grobkörnige und grobflaserige Gneisse, meist mit wenig Glimmer (Biotit); die glimmerarmen und stellenweise glimmerfreien Schichten dieser Stufe mit weissem oder fleischrotem Feldspat, hellgrauem Quarz und rotem Granat bezeichneten Delbos und Köchlin-Schlumberger (a. a. O. 1866, Bd. I, S. 145) mit dem Namen Leptynite, mit welchem Namen nach dem Vorgange Hauys die Franzosen Granulit-ähnliche Gneisse benennen; neben dem Orthoklas erscheint oft ziemlich viel Plagioklas und neben dem dunklen Glimmer Graphit; auch Cordierit kommt vor. Diese Granatgneisse wechsellagern häufig mit Hornblende-Gneissen und enthalten Schichten von körnigem Kalk (Marmor); die Hornblende-Gneisse und Marmorbänke schwellen lokal linsen-

[1]) Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. I. Heft 3. Strassburg 1877.

förmig zu grösserer Mächtigkeit an und sind gut aufgeschlossen in einem Steinbruch bei dem Weiler St. Philippe südlich über Markirch gelegen.

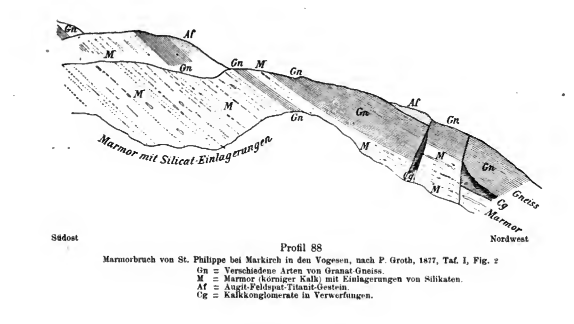
Das Marmorlager bei St. Philippe stellt sich deutlich als ein integrierender Theil der Gneisse dar, indem die weissen körnigen Kalke stets eine parallelflächige Absonderung und Schichtung besitzen, sowohl durch Einlagerung von zahlreichen einzelnen Silikaten, besonders von Glimmerblättchen, als durch mehrfache Wechsellagerung mit Gneissschichten, und zwar vorwiegend mit Hornblende-Gneiss, wie das umstehende Profil 88 S. 384 zeigt.

Die Marmorschichten fallen 20° in Südost ein. Wie gewöhnlich enthält der grobkörnige weisse Marmor auch hier im Markircher Thal zahlreiche Mineralien und unregelmässig gestaltete Nieren von Mineralgemengen, von denen zuerst Delesse einige genauer beschrieben hat[1]). Die in Schnüren und Linsen dem Marmor einlagernden Mineralgemenge sind besonders interessant und bestehen: a. am häufigsten aus Pseudophit, einem hellgrünen, specksteinartigen Mineral aus der Chloritgruppe, einem dichten Pennin, der aus der Umwandlung aus dem Feldspat hervorgegangen ist, dessen blätterige Massen oft noch den Kern der Pseudophit-Nieren bilden; in diesem Pseudophit liegen stets viele Blättchen von Phlogopit, einem hellgrünen talkartigen Glimmer, der an der Luft und an Spalten im Gestein bronzefarben wird. b. Gemenge aus brauner Hornblende und weissem Plagioklas; mit grünen Randzonen, die zusammengesetzt sind aus einem dichten Chloritaggregat und Biotit; die Umwandlung der Hornblende in Chlorit lässt sich beobachten. c. Grobkörnige Gemenge von Feldspat (Orthoklas und Plagioklas) und von grünem Augit mit braunen Titanitkrystallen. d. Feinkörnige Aggregate von grünem Augit, Kalkspat und Skapolith mit Titanit.

Von einzelnen Mineralien sind im Marmor stets Glimmerblättchen (Biotit und Phlogopit) parallel der Schichtung eingestreut; dann kommen Spinell-Oktaëder (bis 1 cm grosse) vor, Magnetkies, Graphit und schwarze Flocken einer bituminösen Substanz. Der ziemlich grobkörnige Kalk selbst enthält Spuren von Magnesia; Quarzkörner sind selten beigemischt.

Ausser dem grossen Aufschluss im Bruch bei St. Philippe sind noch mehrere kleinere Marmorlager im Südhange des Markircher Thales bekannt, ebenfalls konkordant im Gneiss eingelagert. Wir haben oben die analogen Bildungen von „Urkalk“ in den Gneissen des Odenwaldes und des Schwarzwaldes angeführt; unzweifelhaft sind diese Kalkschichten gleichzeitig mit dem Material des Gneisses, in dem sie lagern und mit dem sie wechsellagern, entstanden; wir halten Gneiss und Marmor für metamorphe Sedimente, das heisst Sedimente, deren Materialien unter dem Einfluss der inneren Erdwärme im Laufe der Zeiten allmählich in krystalline Gesteine umgesetzt worden sind.

[1]) A. Delesse, Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges; Calcaire saccharoïde du Gneiss, in Annales des Mines. Bd. XX. S. 141—182, Paris 1851; und derselbe, Minéralogie du calcaire saccharoïde des Vosges, in Annales de Chimie et Physique. Bd. XXXII. S. 369—372. Paris 1851.



Profil 88

Marmorbruch von St. Philippe bei Markirch in den Vogesen, nach P. Groth, 1877, Taf. I, Fig. 2

Gn = Verschiedene Arten von Granat-Gneiss.
M = Marmor (körniger Kalk) mit Einlagerungen von Silikaten.
Af = Augit-Feldspat-Titanit-Gestein.
Cg = Kalkkonglomerate in Verwerfungen.

Der Hornblende-Gneiss tritt auch in diesem Gneissgebiet bei Markirch, gerade wie im Schwarzwald und im Odenwald, oft mit grobkörniger Struktur auf, vorwiegend aus schwarzer Hornblende und weissem Plagioklas (daneben auch Orthoklas) zusammengesetzt, so dass seine Schichten von Delbos und Köchlin-Schlumberger (a. a. O. 1866, Bd. I, S. 187) als eruptiver Diorit bezeichnet wurden; wie in anderen Gneissgebieten, so erweisen auch hier diese scheinbar massigen Hornblende-Gesteine ihre Gneissnatur durch Uebergänge in typischen Hornblende-Gneiss und in Granatgneiss [1]). Der Hornblende-Gneiss wechsellagert in oft ziemlich mächtigen, linsenförmig anschwellenden Massen mit glimmerreichem Granatgneiss, oder auch in dünnen Schichten mit dem glimmerfreien „Leptynite".

Dass die Serpentine im oberen Leberthale (am Col du Bonhomme bei Starkenbach und im Rauenthal) ebenfalls konkordante Einlagerungen im Gneiss sind, hat B. Weigand [2]) nachgewiesen. Der schwarzgrüne Serpentin vom Col du Bonhomme zeigt zuweilen noch den frischen Olivin, aus dem er entstanden ist; daneben Picotit (Chromspinell), Eisenerzkörner und Granaten, die zum Teil in Hornblende und in Chlorit umgesetzt sind. Ein zweiter mattschwarzer Olivin-Serpentin von Starkenbach enthält viel Bronzit-Krystalle, wenig Picotit, Hornblende und Diallag. Dagegen ist der Serpentin aus dem Rauenthal nicht aus einem Olivin-Gestein, sondern aus einem Amphibol-Gestein entstanden: er besteht vorherrschend aus einer hellgrünen, stengligen Hornblende, die mehr oder weniger in Serpentin umgewandelt ist; als sekundäres Produkt erscheint Chlorit. Wir erinnern hier an die Olivin-, Diallag- und Hornblende-Gneisse, die wir im Odenwald und Schwarzwald kennen lernten; auch Serpentine, und zwar sowohl Olivin-Serpentine als Bronzit-Serpentine kommen im südlichen Schwarzwalde vor, so südöstlich von Freiburg im Kappler Thale am Fuss des Schauinsland und in der Umgegend von Todtmoos.

Die Gneissschichten in der Umgegend von Markirch streichen im allgemeinen nach Ostnordost und fallen mit 40° in Nordwest ein; bei den häufigen lokalen Schichtenstörungen und Verstauchungen der Gneisse schwankt das Streichen im einzelnen von Nord bis Ost, das Fallen in Winkeln von 25—85°; auch konnte P. Groth an einigen Stellen sattelförmige Biegungen der Gneisse nachweisen, deren Flügel in Nordwest und Südost einfallen. Diese Lagerungsverhältnisse der Gneisse im Leberthale stimmen überein mit denjenigen der Gneisse im Odenwald und Schwarzwald, und lassen dieses Gneissgebiet bei Markirch als einen Teil des rheinischen krystallinen Grundgebirges erkennen, dessen Mitte in einem langen Graben unter der Rheinebene tief abgesunken liegt. Bei dem herrschenden Ostnordost- bis Nordost-Streichen der Schichten

---

[1]) P. Groth sagt hierüber a. a. O. 1877, S. 438: „Diese massige Varietät geht durch Aufnahme von mehr Glimmer und Quarz allmählich in hornblendehaltigen Gneiss über, der dann stets granatführend wird und weiter in gewöhnlichen Granatgneiss übergeht."

[2]) B. Weigand, Die Serpentine der Vogesen, in Tschermaks mineral. Mitteilungen 1875, Heft 3, S. 183—206. Wien.

haben wir die jenseitige Fortsetzung des Markircher Gneissgebietes im nördlichen Teil des Schwarzwaldes zu suchen.

Ueber die anderen Gneissgebiete in den Vogesen ist noch wenig bekannt; bei Urbeis, im Weilerthale nördlich von Markirch gelegen, herrschen grobflaserige Biotitgneisse, oft durch gross ausgeschiedene Feldspäte als Augengneisse ausgebildet; bei Rappoltsweiler, südlich vom Leberthale, treffen wir neben biotitreichen flaserigen Gneissen auch wieder die glimmerarmen Leptynite.

Das krystalline Grundgebirge der Südvogesen sinkt im Breuschthale unter den bunten Sandstein und bleibt im nördlichen Vogesenkamme bis zum Haardtrande in der Tiefe verborgen. Wir sehen es erst wieder zu Tage treten im Jägerthale bei Niederbronn: hier erscheint am Fuss des Windsteiner Schlosses ein grobkörniger, rötlichgrauer Hornblende-Biotit-Gneiss [1]). In der Vorderpfalz schneiden die grösseren Querthäler durch den Bunten Sandstein bis auf die krystalline Unterlage; jedoch treffen wir Gneiss nur im Thalausgang des Queichbaches oberhalb Landau in den Steinbrüchen bei Albersweiler: hier streichen die rötlichgrauen, mittelkörnigen Biotit-Gneisse von Ost nach West und fallen mit 60° in Süd ein. Weiter nördlich treten am Fuss der Haardtberge bei Weiher, Rhodt, an der Ludwigshöhe bis gegen St. Martin bei Edenkoben Granite unter dem Buntsandstein hervor, und auch ganz im Norden bei Battenberg wurden noch so zahlreiche Blöcke von Gneiss und Granit aufgefunden, dass dort in der Gegend von Dürkheim diese Gesteine nahe unter der tertiären Bedeckung anstehen müssen.

In allen übrigen Landstrecken des oberrheinischen Gebirgssystemes wird das krystalline Grundgebirge von den Trias- und Juratafeln bedeckt; nur im Ries, mitten in der schwäbisch-fränkischen Alp, taucht dasselbe als eine kleine Insel hervor. Die Niederung des Rieses bei Nördlingen wird zum grossen Teil von diluvialen und tertiären Ablagerungen, zum Teil auch von Trachyttuffen ausgefüllt: aber diese jungen Bildungen ruhen nicht auf Juraschichten, die rings um das Ries herum die Abhänge der Alp zusammensetzen, sondern sie lagern auf Gneissen und Graniten. Die höchst eigentümlichen Lagerungsverhältnisse im Ries werden wir weiter unten besprechen; hier sei nur erwähnt, dass die Gesteine des krystallinen Grundgebirges im Ries so ausserordentlich zerklüftet, zerstückt, verdrückt, ineinander geschoben und zum grossen Teil zu Grus verwittert sind, dass es oft schwer hält, die Gesteinsart als Granit oder Gneiss zu erkennen [2]). Jedoch scheinen Hornblende- und Biotit-Gneisse vor den eruptiven Graniten vorzuherrschen; jedenfalls dürften die „Diorite", welche in Diorit- und Horn-

---

[1]) Derselbe wird von A. Daubrée, Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin. Strassburg 1852. S. 29. als Hornblende-Granit bezeichnet.

[2]) Die Gesteine des krystallinen Grundgebirges im Ries sind noch nicht näher untersucht; sie werden nur kurz erwähnt in: C. Deffner und O. Fraas, Begleitworte zur geognost. Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Bopfingen und Ellenberg. S. 9—12. Stuttgart 1877. — W. Gümbel, Ueber den Riesvulkan und über vulkanische Erscheinungen im Rieskessel, S. 157. in Sitzungsber. math.-phys. Klasse Akad. Wiss. München 1870.

blende-Schiefer übergehen, zu den Hornblende-Gneissen gehören, gerade wie im Odenwald.

Auch seitlich des Rieses in der Alp selbst, so bei Neresheim, bei Harburg und bei Monheim, tauchen Gneisse und Granite mitten im Jura auf. Endlich kennen wir Gneiss- und Granitstücke als Einschlüsse in den vulkanischen Tuffen auf der Alp in der Umgegend von Urach [1]) und im Hegau [2]); diese oft ziemlich grossen Einschlüsse von Gneissen und Graniten wurden jedenfalls bei den vulkanischen Eruptionen auf der Alp zur Tertiärzeit vom tiefliegenden krystallinen Grundgebirge losgerissen und mit den jungvulkanischen Gesteinen an die Erdoberfläche befördert. Wir erkennen hieran, dass das Grundgebirge des Schwarzwaldes unter der schwäbischen Alp hindurchzieht, ohne dass paläozoische Schichtensysteme unter der Trias vorhanden zu sein scheinen; wir dürfen sogar annehmen, dass in der Gegend des heutigen Rieses einst eine Gneiss-Insel über das Triasmeer aufschaute und erst vom Jurameer bedeckt wurde, da in der Umgebung des Rieses mehrfach die Juraschichten ohne Zwischenlage der Trias dem Gneiss-Grundgebirge aufruhen.

In gleicher Weise sind Bruchstücke von Gneissen und Graniten bekannt aus den vulkanischen Gesteinen des Rhöngebirges, im Nordosten des oberrheinischen Systemes; sowohl in den Tuffen als in den festen Basalten und Phonolithen findet man Einschlüsse von Gneiss, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und anderen Gneissvarietäten neben Granit, Thonschiefer, Buntsandstein, Muschelkalk — oft in ziemlich grosser Menge [3]). Ganz besonders zahlreich liegen die Gneiss- und Granitstücke in den Phonolithtuffen der Umgegend von Schackau, einem Dorf im Thalkessel der Bieber, 3,5 km nordwestlich der Milseburg gelegen. Da unter den Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen der Rhön immer viele Stücke von Thonschiefern und Grauwacken vorkommen, und da das devonische Schichtensystem in naher Entfernung vom Rhöngebirge an den Ufern der Fulda und Werra zu Tage geht, so ist wohl anzunehmen, dass unter den Triastafeln des ganzen hessischen Waldgebirges zunächst eine devonische und erst in grösserer Tiefe die krystalline Grundlage anstehe, als eine direkte Verbindung zwischen dem niederrheinischen Schiefergebirge und dem Thüringer Walde, resp. dem Harzgebirge.

2) Paläozoische Schichten.

Während das niederrheinische Schiefergebirge sich fast ganz aus den paläozoischen Schichtensystemen aufbaut, nehmen die letzteren in

[1]) C. Deffner, Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg, Altlasblatt Kirchheim. S. 35—37. Stuttgart 1872.

[2]) O. Fraas, Begleitworte zur geognost. Spezialkarte von Württemberg, Atlasblatt Hohentwiel, S. 4. Stuttgart 1879.

[3]) W. Gutberlet, Einschlüsse von vulkanoïdischen Gesteinen, S. 9—11. Fulda 1853. — H. Lenk, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Diss., S. 96—100. Würzburg 1887.

dem oberrheinischen Gebirgssysteme nur einen geringen Raum ein, indem wir devonische und karbonische Schichten zusammen mit den eben betrachteten archäischen Gneissen und Graniten in den Kernen der vier oberrheinischen Randgebirge, und indem wir permische Schichten an der Basis des triasischen Deckgebirges als Säume des Grundgebirges vorfinden.

a. Devonische und karbonische Schichten.

In den krystallinen Gebieten des Odenwaldes und Spessarts sind keine Ablagerungen vorhanden, die jünger als die Gneisse und älter als die Rotliegenden Sandsteine des Deckgebirges wären. Dagegen kennen wir im Schwarzwalde an mehreren Orten Reste von alten Schichtensystemen, von denen die Mehrzahl dem karbonischen System angehören.

Die ältesten Schichten dieser Art sind die Schiefer des „Uebergangsgebirges" in Baden-Baden, die sich von hier aus nach Nordost über Ebersteinburg bis nach Gaggenau im unteren Murgthale verfolgen lassen [1]); das Alter dieser Schichten kennt man nicht, da Fossilien fehlen; jedoch sind dieselben jedenfalls älter als das Oberkarbon, welches in Baden diskordant über jenen Schiefern lagert und hier mit 15—22° in Ostnordost einfällt, während die „Uebergangsschiefer" unter dem Oberkarbon mit 50—80° in Südost einfallen. Nördlich von Baden werden die alten Schiefer verdeckt durch das Oberrotliegende und treten nur noch in zwei kleinen Partien zu Tage: am Nordfusse der Ebersteinburg sind dieselben vom Eberbache und in der Schindelklamm eingerissen und bilden hier eine synklinale Falte mit steilen Flügeln und mit demselben Ostnordoststreichen wie in Baden. Der dritte Aufschluss liegt im Traischbachthale bei Gaggenau: hier stehen Schiefer in ziemlich grosser Mächtigkeit an, deren Einfallen gleichförmig mit 70—75° in Südsüdost gerichtet ist; auch wechsellagern diese Schiefer wiederholt mit rotgefärbtem, wohlgeschichteten, fein- bis grobkörnigen Marmor.

Diese „Uebergangsschiefer" bei Baden und Gaggenau erregen ein ganz besonderes Interesse dadurch, dass sie von Granit durchbrochen werden und durch die Einwirkung dieses Eruptivgesteines zum grossen Teil stark umgewandelt wurden; der Granit ist in der Stadt Baden am Friesenberg und weiter nördlich bis gegen den Fuss der Ebersteinburg hin aufgeschlossen; eine 0,8 m mächtige Apophyse, die den mit 70° in Südsüdwest einfallenden Schiefer senkrecht zum Streichen durchsetzt, erwähnt Sandberger aus einer kleinen Thalmulde hinter der Trinkhalle von Baden, einen zweiten, einige Fuss breiten Granitgang in den Schiefern auf der Nordseite des Oosthales unter den Häusern der Stadt; auf der Westseite des Friesenberges in Baden liegt der Schiefer mitten im Granit eingeschlossen. Auf der Südseite der Schieferpartie von Gaggenau tritt Gneiss unter dem Rotliegenden zu Tage.

[1]) Fr. Sandberger, Geologische Beschreibung der Gegend von Baden, in Beiträgen zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherzogtums Baden. XI. Heft, S. 36—52. Karlsruhe 1861.

In diesen Schichtenkomplexen herrschen grünlichgraue bis dunkelgraue, verhärtete Schiefergesteine vor, die häufig gebändert sind durch dünne Lagen von hellgrauer Hälleflinta; die Schiefermasse besteht mikroskopisch aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz, Feldspat (Orthoklas und Plagioklas) und feinen Chloritschüppchen; zuweilen scheiden sich Feldspäte (Oligoklas nach Sandberger) porphyroïdartig in der schwärzlichgrünen Schiefermasse aus. Sodann erscheinen auch Sericitschiefer, quarzitische Gesteine, feinkörnige Grauwacken mit grösseren Muskovitblättchen und Amphibolschiefer; bei Ebersteinburg liegen Blöcke von etwas grobkörnigeren Amphibolschiefern, in denen Oligoklas und Uralit vorwiegen [1]). Die Schichtung der Schiefer verwächst häufig, bleibt aber auch dann durch eine farbige Bänderung der Gesteinsmasse sichtbar. Wir erkennen in diesen metamorphen Schiefern eine Kontaktwirkung des Granites, die energischer gewesen ist, als diejenige in der Schieferzone am Granit bei Barr und Andlau in den Vogesen, und ähnliche Gesteine erzeugte, wie in den Kontaktzonen am Granit von Darmstadt und in den Phyllit-Kontakthöfen der Granite im Erzgebirge.

In der Schieferpartie bei Gaggenau wechsellagern die graugrünen, harten Thonschiefer und weicheren Sericitschiefer mit dünnschichtigem, roten, ziemlich feinkörnigen Marmor. Mikroskopisch erkannte J. Kloos in diesen Schiefern neben den Sericitschüppchen und den Quarz- und Feldspatkörnern auch zahlreiche Turmalinsäulchen, die übereinstimmen mit dem Turmalin aus der Hälleflinta von Baden-Baden.

Oberkarbonische Ablagerungen gewinnen in der Umgegend von Baden-Baden eine ziemliche Verbreitung, teils in isolirten Partien, wie über den „Uebergangsschiefern" und über dem Granit am Friesenberge südlich der Stadt, am Schlossberg, am Bernickel- und Eberskopfe, teils in einem fortlaufenden Zuge von Neuweiher und Varnhalt am Westfuss des Yberges über Malschbach und Oberbeuern bis nach Gernsbach [2]). Die Gesteine dieser Kohlenablagerung bestehen vorherrschend aus grobkörnigen Arkosesandsteinen und Konglomeraten, deren Elemente zumeist aus der Zerstörung von den Graniten und Gneissen der Unterlage entstanden sind; zwischen denselben lagern feiukörnige Sandsteine und schwarze, auch rote und grüne Schieferthone, in denen bei Umwegen und Varnhalt einige dünne Flötze von magerer Steinkohle vorkommen; der Abbau auf diese Kohlen hat bei wiederholten Versuchen niemals

---

[1]) Ueber diese metamorphen Schiefer siehe: J. Kloos, Die ältesten Schichten des nördlichen Schwarzwaldes und die in denselben eingelagerten Eruptivgesteine, im V. Jahresbericht des Vereins für Naturkunde zu Braunschweig, 1887. Die Uralit-Gesteine bei Baden halte ich ebensowenig für Diabas wie die Uralit-Gesteine in der Kontaktzone am Darmstädter Granit; beides sind umgewandelte Schiefer, die mit den übrigen Schiefern, der Hälleflinta, den quarzitischen Gesteinen etc. wechsellagern. Auch sehe ich keinen Grund, hier von Dynamometamorphose oder Regionalmetamorphose zu sprechen, da eine typische Kontaktmetamorphose des Granites vorliegt.

[2]) Siehe die Karte und Profile in Fr. Sandberger, Geologische Beschreibung der Gegend von Baden, Karlsruhe 1861; und H. Eck, Bemerkungen über die geognostischen Verhältnisse des Schwarzwaldes im allgemeinen und über Bohrungen nach Steinkohlen in denselben, S. 329, in Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Stuttgart 1887.

gelohnt. Die grösste Mächtigkeit dieser Kohlenablagerung fand sich in einem Bohrloch bei Varnhalt mit 147 m.

Feinkörnige graue Sandsteine und Schiefer im Rettiglochstollen zwischen Umwegen und Varnhalt und aus Schürfen bei Malschbach enthielten die folgenden Pflanzenreste[1]):

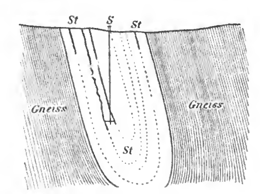
Cyatheites arborescens Schlth.
— Miltoni Art.
Odontopteris britannica Gutb.
Sphenopteris irregularis Strnbg.
Schizopteris lactuca Presl.
Asterophyllites equisetiformis Schlth.
Calamites cannaeformis Schlth.
Annularia sphenophylloides Zenk.
Sigillaria Brongniarti Gein.
— lepidodendrifolia Brngt.
Lepidostrobus variabilis Lindl.
Cordaites borassifolius Strnbg.
Cardiocarpum marginatum Art.

Nach diesen Pflanzen gehören diese Steinkohlenschichten bei Baden ihrem Alter nach in die Ottweiler Stufe des Oberkarbon (siehe oben S. 152). Offenbar besassen die karbonischen Schichten dieser Gegend einst eine grössere Ausdehnung; sie wurden durchbrochen und zerstört von Quarzporphyren, welche die Berge südlich von Baden bilden, und sie wurden stark denudiert, ehe die jüngeren Rothliegenden Schichten sich darüber ausbreiteten; auch nimmt die Mächtigkeit der Kohlenschichten von Westen nach Osten, von Umwegen bis Gernsbach stark ab. Durch die Abbrüche zur Rheinebene sind die verschiedenen Ablagerungen mehrfach verworfen, jedoch ohne dass sie in steile Schichtenstellungen versetzt worden wären; sie lagern meist direkt auf Granit, nur am Friesenberg in Baden auch über den „Uebergangsschiefern“ und zwar diskordant, indem sie mit flachen Winkeln von 15—28° in Nordwest bis Nord, nur bei Gernsbach etwas steiler bis zu 50° in Nord einfallen. Ueber den oberkarbonischen Ablagerungen bei Baden folgen Rothliegende Sandsteine, welche auf jenen konkordant aufzulagern scheinen.

Eine zweite kleine Mulde von Karbonschichten finden wir am Ausgang des Kinzigthales zwischen Diersburg und Berghaupten, südlich von Offenburg. Hier liegen Arkosesandsteine, Konglomerate, Schieferthone, Thonsteine und unregelmässig zerfetzte Steinkohlenflöze und -Trümer in einem schmalen Bande von 100—250 m Breite eingeklemmt und eingefaltet zwischen den Gneissen des Gruudgebirges; die Schichten streichen in Ostnordost bis Nordost und fallen mit 50—90° in Nordwest oder Südost ein; dabei findet eine Ueberkippung der Gneisse über die Steinkohlenschichten am Nordwestrande der Mulde statt, während an der Südostgrenze beide Gesteinsgruppen flach nordwestlich einfallen.

[1]) Fr. Sandberger, Die Flora der oberen Steinkohlenformation im badischen Schwarzwald, in Verhandl. des naturwiss. Vereins zu Karlsruhe, Heft 1. S. 2. Karlsruhe 1864.

Die von Schimper und Geinitz bestimmten fossilen Pflanzenreste [1]) weisen dieser Steinkohlenablagerung ein etwas höheres Alter zu als derjenigen bei Baden und stellen dieselbe an die Basis des Oberkarbon. (Siehe das beistehende Profil 89).



Profil 89
durch die im Gneiss eingefaltete Mulde von oberkarbonischen Schichten zu Berghaupten-Diersburg bei Offenburg, nach H. B. Geinitz, Geologie der Steinkohlen Europas, I. Bd., Atlas Taf. IX, Fig. 2. München 1865.
St = Steinkohlen-Ablagerung mit — nachgewiesenen, . . . vermuteten Steinkohlenflözen.
S = Schacht.

Einzelne Reste von oberkarbonischen Schichten finden sich auch in der Fortsetzung der Streichrichtung der Berghauptener Mulde in Hinterohlsbach bei Gengenbach bis hinüber ins Renchthal bei Oppenau; in dieser Erstreckung lagern die Sandsteine und Thonschiefer der oberen produktiven Steinkohle auf Gneiss und Granit und werden konkordant überdeckt von Sandsteinen und Konglomeraten der Unteren Rotliegenden Stufe.

Von geringer Ausdehnung ist die karbonische Ablagerung von Hohengeroldseck, 7 km östlich von Lahr; hier liegen Arkosesandsteine, Kieselkonglomerate und schwarze glimmerige Schieferthone mit zahlreichen Nestern von staubiger Nusskohle, aber ohne abbauwürdige Kohlenflöze auf dem Gneiss; sie werden überlagert von Rothliegenden Sandsteinen und Schieferthonen und zeigen eine flache Lagerung. Aus den tiefsten Schieferthonen dieser kleinen Kohlenmulde sammelte Sandberger [2]) die folgenden fossilen Pflanzenreste:

Calamites Suckowi Brngt.
— Cisti Brngt.

---

[1]) Die Pflanzen sind vollständig angeführt in: H. Eck, Erläuterungen zur geognostischen Karte der Umgegend von Lahr, S. 44—46. Lahr 1884. Siehe dort auch die weitere Litteratur über diese Steinkohlenablagerung bei Diersburg.

[2]) Fr. Sandberger, Die Flora der oberen Steinkohlenformation im badischen Schwarzwalde, in Verhandl. des naturwiss. Vereins zu Karlsruhe, Heft 1, S. 30—36. 1864. Mit 2 Tafeln. — Siehe auch: H. Eck, Umgegend von Lahr, S. 67—72. 1884.

Asterophyllites longifolius Strbg.
— rigidus Strbg.
Annularia longifolia Brngt.
Sphenophyllum emarginatum Brngt.
Neuropteris rotundifolia Brngt.
Sphenopteris irregularis Strbg.
Alethopteris pteridoides Brngt.
Cyatheites unitus Brngt.
— villosus Brngt.
— arborescens Schlth.
Schizopteris lactuca Presl.
— anomala Presl.
Cordaites borassifolius Strbg.
Araucarites ambiguus Göpp.

Es sind dies zum Teil dieselben Pflanzen wie aus der Steinkohlenablagerung bei Baden-Baden, und werden diese Schichten von Hohgeroldseck daher ebenfalls in die Ottweiler Schichten des Oberkarbon gestellt.

Am Ostrande des krystallinen Grundgebirges sind oberkarbonische Arkosesandsteine und graue und rote Schieferthone, einige fossile Pflanzen enthaltend, bekannt im Gebiete der oberen Kinzig, und zwar im Schiltachthale bei Schramberg, wo die Ablagerung in einer Mächtigkeit von 50 m erbohrt wurde. Zwischen dem Granit der Unterlage und den auflagernden Rotliegenden und Bunten Sandsteinen fallen die Kohlenschichten mit 22—24° in Südwest ein, so dass sie das allgemeine Nordoststreichen des Grundgebirges besitzen, im Gegensatz zum jüngeren Deckgebirge, welches bei Schramberg flach in Ost einfällt. Da dies die einzigen Reste des karbonischen Systemes in Württemberg sind, wurden an verschiedenen Orten, auch im nordöstlichen Fortstreichen der Kohlenschichten bei Oberndorf und Dettingen im Neckarthale, wiederholt Bohrlöcher abgeteuft, jedoch bisher ohne dass Steinkohlenflöze angetroffen wurden [1]).

Durch den südlichen Schwarzwald zieht quer hindurch von West nach Ost eine bis 4 km breite Zone von Grauwacken, Schiefern und Konglomeraten, die nach den aufgefundenen fossilen Pflanzen dem Kulm (Unterkarbon, siehe oben S. 122 ff.) angehören; zwischen dem Südrande des Zentralgneissgebietes südlich vom Feldberg und Belchen und den Granitstöcken des Blauen und Blössling sind diese Ablagerungen eingeklemmt in einem zusammenhängenden, aber stark dislozierten Zuge von Badenweiler über Schönau bis Lenzkirch [2]). Diese ziemlich mächtige Ablagerung setzt sich zusammen aus Konglomeraten, deren Gerölle aus Granit, Gneiss, Porphyr, auch aus Thon- und Kieselschiefern bestehen,

[1]) E. v. Paulus, Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg, Atlasblatt Oberndorf, S. 8—10 Stuttgart 1875. — H. Eck, Bemerkungen über die geognostischen Verhältnisse des Schwarzwaldes etc. a. a. O. S. 339—350. Stuttgart 1887.

[2]) Siehe P. Merian, Geognostische Uebersicht des südlichen Schwarzwaldes. Mit geologischer Karte. Basel 1831. — Fr. Sandberger, Geologische Beschreibung der Umgebungen von Badenweiler. Karlsruhe 1858.

aus feinkörnigen Grauwacken und schwarzen Thonschiefern. Am Kontakt mit durchbrechenden Porphyren sind die Thonschiefer umgewandelt in harten Hornfels, zugleich verwächst die Schichtung und es bleibt nur eine farbige Bänderung der umgewandelten Schiefermasse übrig. Zwischen den Thonschiefern erscheinen gelegentlich dünne, unreine Anthracitlagen, welche öfters vergebliche Schürfe hervorriefen.

Von den häufigen Pflanzenresten dieser Schichten konnten mit Sicherheit nur bestimmt werden [1]):

Archaeocalamites radiatus Brngt. (= Calamites transitionis Göpp.)
Lepidodendron (Sagenaria) Veltheimianum Stbg. [2]).
Cyclopteris tenuifolia Göpp.
Sphenopteris dissecta Brngt.

Das Alter der Schichten darf nach diesen Pflanzenresten als dasjenige des Unterkarbon in seiner Kulmfacies angegeben werden.

Das Streichen dieser Kulmschichten richtet sich im allgemeinen in Ost bis Ostnordost; ihr Einfallen ist ein steiles (70—80°) und ungleichförmig durch die starke Zusammenstauchung der Schichten zwischen den südlichen Granit- und den nördlichen Gneissrändern. An der Nordgrenze der Schönauer Schieferpartie bei Todtnau und Wieden ist sogar der Gneiss über die Kulmschiefer übergeschoben, während längs des Südrandes derselben Schieferpartie die Kulmschichten dem Granite flach auflagern — demnach die gleiche Lagerung und Einfaltung der Schichten wie bei der oberkarbonischen Mulde von Berghaupten bei Offenburg.

In den Vogesen gewinnen devonische und karbonische Ablagerungen eine viel bedeutendere Ausbreitung, als in dem Schwestergebirge jenseits der Rheinebene. Der ganze Südhang des Gebirges von oberhalb Luxeuil an über die Planche des belles filles bis auf den Bärenkopf, dann der Rossberg, Gebweiler Belchen und Kahle Wasen bis zum Rheinkopf, also die höchsten Berge der Vogesen, bestehen aus Grauwacken, Konglomeraten und Schiefern, deren Schichten am besten in den Thaleinschnitten dieses Gebietes, in den Thälern der Savoureuse, Doller, Thur, Lauch und Fecht zu beobachten sind; auch in der südlichsten Auffaltung der Vogesen, in dem nordöstlich streichenden Bergrücken des Salbert und Arsot zu beiden Seiten der Savoureuse einige Kilometer oberhalb Belfort treten diese Schichten noch einmal zu Tage. Die Grauwacken und Schiefer dieses ausgedehnten Gebietes sind zum Teil metamorphosirt [3]); doch liegen bisher noch keine genaueren Untersuchungen über das Wesen und die Ursache dieser Umwandlung vor. Eine grosse Anzahl von Porphyren und Melaphyren durchbrechen diese Sedimente.

Die Lagerung der Schichten ist eine stark gestörte; doch folgen sie im allgemeinen den Richtungen des rheinischen Grundgebirges, da

[1]) Fr. Sandberger, im N. Jahrb. Min. 1859, S. 131.

[2]) Stur hatte diese Art mit Lepidodendron (Ulodendron) commutatum Schimp. vereinigt, wogegen Solms Einspruch erhebt in: H. zu Solms-Laubach, Einleitung in die Paläophytologie S. 213. Leipzig 1887.

[3]) Daher nannten Delbos und Köchlin-Schlumberger einen Teil des Gebietes: „terrain de transition modifié“. — Siehe auch H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer, S. 208 u. 249. Strassburg 1877.

sie vorherrschend in Nordost streichen und bald in Nordwest, bald in Südost meist in steilen Winkeln einfallen [1]). G. Meyer hat in dem mächtigen Schichtensysteme des Thur- und Dollerthales nach der Lagerung vorläufig drei Zonen unterschieden:

a. Untere Grauwackenzone. Oft quarzitisch ausgebildet.

b. Mittlere Grauwackenzone. Versteinerungsreich, stellenweise in eine untere Schieferabteilung und eine obere Grauwackenabteilung zu trennen.

c. Obere Grauwackenzone. Oft konglomeratartig ausgebildet.

Eruptivlager (Melaphyre) kommen besonders häufig in der unteren Grauwackenzone vor, während der rote Porphyr des Rossberges bei Thann der oberen Zone angehört.

In der mittleren Zone (b) wurden nun in der Umgebung von Nieder- und Ober-Burbach, zwischen Thann und Masmünster gelegen, sowohl fossile Pflanzen als fossile Tiere gefunden, welche den Schiefern und Grauwacken, in denen sie vorkommen, das Alter des Unterkarbon in der Facies des Kulm (siehe oben S. 122 ff.) beilegen; wahrscheinlich gehören auch die übrigen Schichten dieses Grauwackensystemes in den südlichen Vogesen zum Kulm.

Die fossile Flora aus den Steinbrüchen in feinkörnigen Grauwacken bei Nieder-Burbach und Thann beschrieb W. P. Schimper in einem ausgezeichneten Werke [2]); wir führen aus der Liste der fossilen Pflanzen von Schimper hier an:

Archaeocalamites radiatus Brngt.
Stigmaria ficoides Brngt.
Knorria imbricata Strnbg.
Lepidodendron (Sagenaria) Veltheimianum Strnbg.
Cardiopteris (Cyclopteris) polymorpha Göpp.
Sphenopteris Schimperiana Göpp.
Araucarioxylon Vogesiacum Ung.

Es sind dies typische Kulmpflanzen, von denen wir die wichtigsten auch in der Kulmzone im südlichen Schwarzwalde vorfanden.

Die schon früher bekannte Fauna aus den Grauwacken bei Giromagny im Thal der Savoureuse und von Uffholtz bei Thann ist neuerdings vermehrt worden durch wichtige Funde aus schwarzen Schiefern eines Steinbruches an der Strasse zwischen Nieder- und Ober-Burbach und in Grauwacken oberhalb Ober-Burbach, in denen zugleich Pflanzenreste der obigen Flora liegen. Diese Kulmfauna [3]) enthält nach G. Meyer (a. a. O. 1884 S. 93 und 95):

Productus semireticulatus de Kon.
— cora d'Orb.
— giganteus Mart.

---

[1]) Einen ersten Versuch, die verworrene Lagerung dieser Schichten im Thurthale darzustellen, machte G. Mayer in: „Beitrag zur Kenntnis des Kulm in den südlichen Vogesen", in Abhandl. zur geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. III, Heft I. Strassburg 1884.

[2]) W. P. Schimper et Koechlin-Schlumberger, Mémoire sur le terrain de transition des Vosges. Strassburg 1862. (Mém. de la Soc. des scienc. naturelles de Strasbourg).

[3]) Vgl. oben S. 124 die Kulm-Fauna von Aprath bei Düsseldorf.

Chonetes Laguessiana de Kon.
Spirifer ovalis Sow.
Conocardium alaeforme Sow.
Pecten densistria Sdbg.
Bellerophon sp.
Phillipsia sp.
Korallen.

Die Beziehungen dieses mächtigen Kulm-Schichtensystemes zum krystallinen Grundgebirge sind noch nicht weiter aufgeklärt; wahrscheinlich wurden die Kulmschichten zugleich mit den Gneissen zusammengefaltet und von den Graniten durchbrochen.

Vom Belchenstocke der Vogesen abgetrennt durch tiefe Thalsenken erhebt sich im Norden des Gebirges ein grosser Granitstock im Hochfeld, dessen breiter Rücken im Westen und Norden von der Breusch umflossen wird. Rings um die Flanken des Hochfeldes treffen wir ein sehr mächtiges System von blaugrauen Thonschiefern und Grauwacken in grosser Verbreitung vom östlichen Gebirgsabhang bei Schlettstadt, Barr und Mutzig an, das Breuschthal hinauf bei Urmatt, Russ, Framont, Schirmeck bis hinüber in das Flussgebiet der Meurthe im Rabodeauthale oberhalb Raon l'Etape und bis auf die Südseite des Hochfeldes im Weilerthale. Im mittleren Breuschthale lagern in der Höhe über Russ zwischen den Thonschiefern halbkrystalline graue Kalke, in denen Encriniten, Korallen und Brachiopoden vorkommen; die Versteinerungen sind schlecht erhalten, doch ist neuerdings Calceola sandalina L., ein Leitfossil der mitteldevonischen Stufe (siehe oben S. 68), gefunden worden, so dass über das devonische Alter der Schichten bei Russ kein Zweifel mehr sein kann [1]. Die gleichen Korallenkalke liegen auch bei Framont und Rothau, im Breuschthale oberhalb Russ. Da das Liegende des ganzen Schichtensystemes sich im Süden des Hochfeldes befindet, während hier im Breuschthale die hangendsten Schichten desselben liegen, so gehören die versteinerungsleeren Schiefer und Grauwacken im Weilerthale und im Gebiete der oberen Meurthe eher dem Unterdevon als dem Kulm an. Es würde dann hier in den Nordvogesen die krystalline Unterlage des Devon zu Tage treten, welche wir im niederrheinischen Schiefergebirge wohl voraussetzen (siehe oben S. 15), aber nicht direct beobachten konnten.

Wenn wir von dem oben besprochenen Gneissgebiet von Markirch nach Norden wandern, so überschreiten wir zunächst auf der Strasse nach St. Dié einen Granit, dann die echten Gneisse bis Urbeis im Thal des oberen Giessen; über dem Gneiss in scheinbar konkordanter Lagerung folgt nun ein mächtiges System von Thonglimmerschiefern, echten Phylliten und Feldspat-Phylliten, welche ihrer petrographischen

[1]) Nach freundlicher Mitteilung von A. Andreae; hiernach sind die Angaben von Vélain und Bleicher zu berichtigen, welche den dortigen Kalk als unterkarbonischen Kohlenkalk bestimmen wollten; siehe Ch. Vélain. Le terrain carbonifère dans les Vosges septentrionales, in Comptes rendus de l'Académie des sciences, Bd. CIV, Nr. 26, S. 1861, Paris 1887; und G. Bleicher, Sur la découverte du carbonifère à fossiles marins et à plantes aux environs de Raon-sur-Plaine, daselbst Bd. CV, Nr. 22, S. 1081. Paris 1887.

Beschaffenheit nach am besten mit den unterdevonischen Phylliten am Taunus und Hunsrück (siehe oben S. 34—40) sich vergleichen lassen [1]). Wiederum konkordant über diesen Phylliten lagert ein ebenso mächtiges System von Thonschiefern bis zu den Granitstöcken des Hochfeldes; dieses Schiefersystem, das H. Rosenbusch als „Steiger Schiefer" (nach dem Dorfe Steige im oberen Weilerthale) bezeichnete, lässt sich vom Ostrande des Gebirges bei Andlau und Barr nach Westen verfolgen bis nach Saales, und erscheint noch weiter westlich im Rabodeauthale bei Sénones und Moyenmoutiers oberhalb Raon l'Etape an der Meurthe; dieses Schichtensystem zieht sich auch um den Granit des Hochfeldes nach Norden herum bis ins Breuschthal, so dass wir, wie gesagt, die mitteldevonischen Korallenkalke und Grauwacken bei Schirmeck und Russ als das Hangende des ganzen Thonschiefersystemes bezeichnen können.

Die Lagerung der Phyllite, Thonschiefer, Grauwacken und Kalke folgt dem allgemeinen Streichen des rheinischen Grundgebirges und richtet sich in Ostnordost; die Schichten sind im einzelnen oft stark verstaucht und geknickt, mehrfach sattelförmig gebogen und auch überkippt, im ganzen fallen sie aber mit Winkeln von 50—70° in Nordnordwest ein.

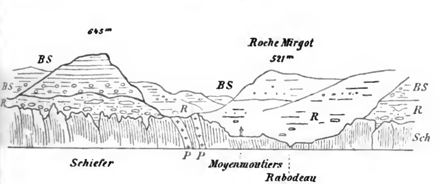
In den folgenden beiden Profilen 90 und 91 aus dem Rabodeauthale bei Raon l'Etape sehen wir die Köpfe der fast senkrecht stehenden devonischen Thonschiefer diskordant überlagert von oberen Rotliegenden und Bunten Sandsteinen, durchbrochen von Melaphyren und Porphyren der rotliegenden Zeit.

Das devonische Schichtensystem der Umgebung des Hochfeldes wurde durchbrochen von Graniten, die sowohl in grossen stockförmigen Massen als in schmalen Gängen und Apophysen in die Schiefer eingreifen; die Einwirkung der durchsetzenden Granitmassen gibt sich, wie so häufig, in einer Kontaktzone kund, deren Saum wir am Ost- und Südrande des Hochfeldes von Barr und Andlau an nach Westen bis in die Gegend von Saales und im Norden des grossen Granitstockes bei Grendelbruch auf den oben citierten geologischen Karten des Unter-Elsass von Daubrée (1851) als „terrain de transition modifié" eingezeichnet finden. Diese Kontaktzone der „Steiger Schiefer" an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald hat H. Rosenbusch eingehend studiert und die Resultate seiner Studien in dem citierten ausgezeichneten Werke niedergelegt.

Die Thonschiefer ausserhalb der Kontaktzonen, also die gewöhnlichen, weichen, ebenflächig spaltenden Schiefer von meistens violetter, oft blauschwarzer und brauner Farbe lassen im Mikroskop und nach der chemischen Untersuchung als Bestandteile erkennen: ein Gemenge von Quarzkörnchen und Kaliglimmer-Schüppchen mit Kalkglimmer, Eisenglanz und Rutil-Nädelchen nebst accessorischen Chlorit-Schüppchen und

---

[1]) H. Rosenbusch nannte dieses Schichtensystem „Weiler Schiefer", nach dem Hauptorte des Thales oberhalb Schlettstadt, in: Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. I. Heft 2. Strassburg 1877.

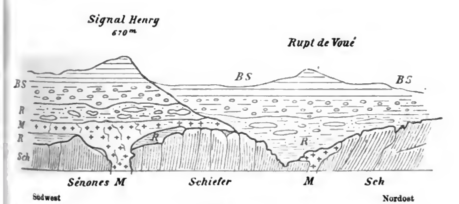


Nordost Südwest

Profil 90

durch devonische Thonschiefer mit diskordanter Ueberlagerung von Rotliegenden und Bunten Sandsteinen, im Rahodeauthale bei Moyenmoutiers oberhalb Raon l'Etape an der Meurthe in den Vogesen, nach Ch. Vélain, in Bull. Soc. géol. de France, III sér., 13. Bd., Taf. XX, Fig. 4. Paris 1885.

Sch = Devonische Thonschiefer.
P = Porphyr-Gänge.
R = Rotliegende Konglomerate und Sandsteine.
BS = Buntsandstein.



Südwest Nordost

Profil 91

durch devonische Thonschiefer, Rotliegende und Bunte Sandsteine; Melaphyr durchbricht die Schiefer und breitet sich deckenförmig in den Rotliegenden Schichten aus. Im Rabodeauthale bei Sénones oberhalb Raon l'Etape an der Meurthe in den Vogesen, nach Ch. Vélain, im Bull. Soc. géol. de France, III sér., 13. Bd, Taf. XX, Fig. 3. Paris 1885.

Sch = Devonische Thonschiefer.
R = Rotliegende Konglomerate und Sandsteine.
M = Melaphyr.
BS = Buntsandstein.

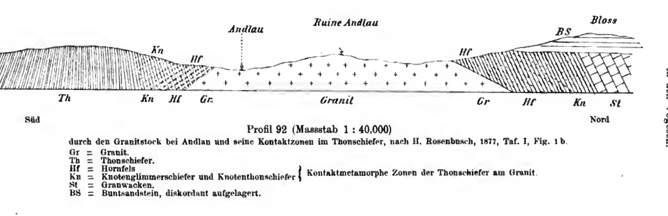
Turmalin-Säulchen; auch sieht man feine Quarzadern und Pyrit; dieser normale Thonschiefer darf also, wie andere Schiefer (z. B. die devonischen, siehe oben S. 25), seiner Entstehung nach als ein teils aus klastischen, teils aus krystallinen Elementen zusammengesetztes Sedimentgestein betrachtet werden. Nähert man sich den beiden Granitstöcken von Andlau-Barr und von Hohwald bis auf eine Entfernung von 500—600 m, so beginnt eine Umwandlung des Schiefers, deren Intensität mit der weiteren Annäherung an die Granitgrenze zunimmt; H. Rosenbusch hat in diesen Kontakthöfen der Granite drei annähernd konzentrisch verlaufende Zonen unterschieden:

1. Die Knotenthonschiefer, das sind Fleck-, Frucht- und Knoten-Schiefer mit unveränderter Schiefergrundmasse; die Flecke und Knötchen sind unregelmässige lokale Anhäufungen des Pigmentes, welches im normalen Schiefer gleichmässig verteilt war, und dieses Pigment besteht aus Eisenoxydationen und kohligen Substanzen; zum Teil werden der Eisenglanz zu Magneteisen und die kohligen Fetzen zu Graphit umgewandelt.

2. Die Knotenglimmerschiefer, das sind Fleck-, Frucht- und Knoten-Schiefer mit deutlich krystallin entwickelter Schiefergrundmasse. Die pigmentierten Flecken wachsen anfangs und heben sich intensiver von der übrigen heller werdenden Schiefermasse ab, bis auch diese Flecken allmählich resorbiert und krystallin werden; der Chlorit wandelt sich in braunen Magnesia-Glimmer um, es erscheinen als Neubildung winzige Staurolith-Krystalle und das Korn der Schiefergrundmasse nimmt an Grösse zu; die Schieferung wird undeutlicher und die Härte des Gesteines wächst.

3. Das höchste Stadium der Metamorphose stellt die zunächst der Granitgrenze entstandene Zone der Hornfelsen und der hier weitaus vorherrschenden Andalusit-Hornfelsen dar. Das Gestein verliert die Schichtung, die sich nur noch in einer farbigen Bänderung kundgibt, es wird hart und splitterig; die Pigment-Flecken und -Knoten sind vollständig verschwunden, nur im Andalusit finden sich noch Graphitblättchen eingeschlossen. Die Hornfelsen bestehen in der Regel aus Quarz, Kali-, Magnesia- (Phlogopit) und Kalk-Glimmer, Andalusit, Magneteisen, Eisenglanz. An einigen Stellen erscheint Cordierit-Hornfels, in dem neben reichlichem Cordierit auch Feldspat-Krystalle (Plagioklas, wenig Orthoklas) und Titaneisen auftreten; aus kalkreichen Einlagerungen im Schiefer sind ferner Granat-Hornfelsen hervorgegangen; auch Turmalin-Hornfels mit Apatit kommt vor.

Das metamorphe Produkt wechselt natürlich in seiner Zusammensetzung je nach dem Bestande der ursprünglichen Schichten, aus denen die Gesteine in den Kontakthöfen entstanden; dabei ist von grosser Wichtigkeit zu konstatieren, dass die Schiefer bei dem Umwandlungsprozess nicht mit neuen Substanzen imprägniert oder angereichert wurden, sondern dass ihr Material nur in sich umgesetzt und krystallisiert worden ist; da hierbei die Ursache der Metamorphose entschieden vom Granit ausgeht, so darf als Hauptagens nur die Wärme des Eruptivgesteines, als Verbreiter der Wärme vielleicht erhitztes Wasser betrachtet werden.



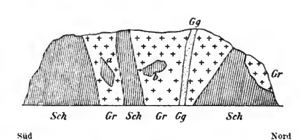
Profil 92 (Massstab 1 : 40,000)

durch den Granitstock bei Andlau und seine Kontaktzonen im Thonschiefer, nach H. Rosenbusch, 1877, Taf. I, Fig. 1 b.

Gr = Granit.
Th = Thonschiefer.
Hf = Hornfels
Kn = Knotenglimmerschiefer und Knotenthonschiefer } Kontaktmetamorphe Zonen der Thonschiefer am Granit.
St = Grauwacken.
BS = Buntsandstein, diskordant aufgelagert.

Die Lagerung der Schichten und der Kontakthöfe am Granitstock von Andlau kann aus dem beistehenden Profil 92 entnommen werden. (Siehe umstehendes Profil 92 S. 399.)

Die Stockgranite des Hochfeldes senden auch Apophysen in die Kontaktzonen hinein, ohne dass diese Gänge eine intensivere Umwandlung der Schiefer bewirkt oder eine porphyrische Struktur angenommen hätten; auch schmale Gänge eines jüngeren, feinkörnigen Granites durchsetzen mehrfach den älteren Granit und die Schiefer, abnormale Verbandverhältnisse, wie sie das folgende Profil 93 zur Anschauung bringt.



Profil 93

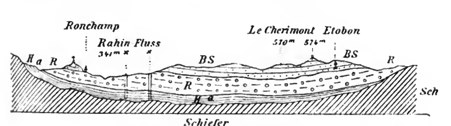
durch Granit-Apophysen im metamorphen Schiefer, im Steinbruch am linken Gehänge des Erlenthälchens bei Truttenhausen nördlich von Barr an den Vogesen, nach H. Rosenbusch, die Steiger Schiefer, 1877, Taf. I, Fig. 7.

Sch = Hornfelszone der Schiefer.
Gr = Granit-Apophysen.
Gg = Gang eines feinkörnigen Granites.
a, b = Hornfels-Schieferstücke in Granit eingeschlossen.

Es beteiligen sich endlich an der Zusammensetzung des Grundgebirges der Vogesen einige kleine Reste von oberkarbonischen Ablagerungen, deren einst vorhandene Steinkohlenflöze längst abgebaut sind; es sind dies Schollen von Arkose-Sandsteinen, Konglomeraten und Schiefern mit einigen Kalkbänken, die in flacher Lagerung jene älteren devonischen Thonschiefer, sowie die Gneisse und Granite in der Umgegend des Leber- und Weilerthales oberhalb Schlettstadt diskordant überlagern; sie werden wiederum von den oberen rotliegenden und bunten Sandsteinen diskordant überdeckt. Diese Reste einer einst jedenfalls ausgedehnteren Steinkohlenablagerung in den Vogesen sind in sofern interessant, als wir entsprechend ihrer Lagerung annehmen dürfen, dass die oberkarbonischen Stufen im Saar-Nahe-Gebiete ebenfalls die unterdevonischen Schichten ihrer Unterlage diskordant überlagern (vgl. oben S. 150 Profil 47 und das erste Profil unter unserer geologischen Uebersichtskarte des westlichen und südlichen Deutschlands).

Südlich des Belchenstockes der Vogesen treffen wir bei Ronchamp und Champagney eine der wenigen französischen Steinkohlenmulden an; ihre reichen Kohlenflötze lohnen noch jetzt den Abbau. Auch hier sehen wir, dass die oberkarbonischen Schichten diskordant und in flacher muldenförmiger Lagerung auf den Köpfen der älteren Grau-

wacken und Schiefer der Südvogesen aufruhen (Profil 94) und gleichförmig von rotliegenden Sandsteinen bedeckt werden [1]).



Profil 94

durch die Kohlenmulde von Ronchamp bei Belfort, nach Ch. Vélain, Bull. Soc. géol. de France, 1885, S. 537.

Sch = Aeltere Schiefer und Grauwacken (devonisch oder unterkarbonisch).
H = Oberkarbon mit Steinkohlenflözen („Bassin de Ronchamp").
R = Rotliegende Sandsteine und Konglomerate.
a = Zu unterst eine Zone von Thonsteinen und Porphyrtuffen („Argilolithes").
BS = Buntsandstein.
xx = Schächte auf Steinkohlen.

Die produktiven Steinkohlenschichten von Ronchamp keilen sich nach Osten aus, so dass die Bohrungen auf Steinkohle in der Gegend von Giromagny und Belfort keine lohnenden Resultate hatten [2]).

Am Ostrande der Haardt hat die Lauter oberhalb Weissenburg bei dem Dorfe Weiler den Buntsandstein vollständig durchschnitten und ein kleines Gebiet von Schiefern und Grauwacken entblösst, die ihrer petrographischen Beschaffenheit nach wohl am ersten ebenfalls der unterdevonischen Abteilung zuzuschreiben sind; diese Schichten sind hier zu einer abrasierten Falte zusammengepresst, so dass dieselben in Ostnordost streichen und auf der Südostseite des Gebietes bei Weilen 70° in Nordnordwest, weiter aufwärts im Lauterthale senkrecht und auf der Nordwestseite 75° in Südsüdost einfallen. Da der Abbruch der Schichten zur Rheinversenkung an scharfgezogener Verwerfungsspalte gerade durch das Dorf Weiler in Nord 15° Ost verläuft, so schneiden sich hier also die beiden verschiedenen Gebirgsrichtungen, das jüngere oberrheinische und das ältere niederrheinische System, in einem Winkel von 50°, nämlich N 15°O und N 65°O.

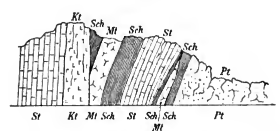
Zahlreiche Eruptivgänge durchsetzen die Schiefer und Grauwacken des kleinen Aufbruches an der Lauter, und zwar lagern diese Gänge

---

[1]) E. Thirria, Statistique minéralogique et géologique du département de la Haute-Saône. Besançon 1833. — Dufrénoy et Elie de Beaumont, Explication de la carte géologique de la France, tome I, pag. 683—687. Paris 1841. — Ch. Vélain, Le Permien dans la région des Vosges, in Bull. de la Soc. géol. de France, III série, Bd. 13, S. 537. Paris 1885.

[2]) J. Delbos et J. Koechlin-Schlumberger, Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin, tome 1, pag. 198—208. Mulhouse 1866.

nach der Darstellung von G. Linck [1]) parallel zum Ostnordost-Streichen der Schichten, wie das beistehende Profil 95 zeigt.



Südost Nordwest

Profil 95
durch Grauwacken und Schiefer, in denen Gänge von Minette, Kersantit und Porphyrit aufsetzen, im Steinbruch von Weiler oberhalb Weissenburg, nach G. Linck, 1884, Taf. I. Fig. 1.

St = Grauwacken.
Sch = Thonschiefer.
Mt = Minette
Kt = Kersantit } in Gängen.
Pt = Porphyrit

Aus den übrigen Thalausgängen der Haardt in der Vorderpfalz erwähnt W. Gümbel in seiner Uebersicht der geognostischen Verhältnisse der Pfalz [2]) Grauwacken und Schiefer über dem Gneiss von Albersweiler bei Landau, aus den Steinbrüchen am Schieferkopf bei Hambach und aus dem Speyerbachthale bei Neustadt; im letztgenannten Thaleinschnitt besitzen diese Schichten dasselbe Streichen, wie an der Lauter oberhalb Weissenburg, nämlich in Ostnordost oder genau in Nord 67° Ost und ein Fallen von 34° in N 23° W nach H. Laubmann [3]).

Diese älteren, wahrscheinlich devonischen Schichten am Ostrande der Haardt werden von den Rotliegenden und Bunten Sandsteinen diskordant überlagert.

Wir haben endlich noch anzuführen, dass im nördlichsten Gebiete des oberrheinischen Systemes, im hessischen Waldgebirge, devonische Grauwacken und Schiefer unter dem Zechstein zu Tage treten zu Ober-Ellenbach bei Rothenburg an der Fulda und in grösseren Partien östlich vom Meissner auf der linken Thalseite der Werra bei Allendorf und Witzenhausen; zwischen diesen beiden inselförmigen Vorkommen sind die gleichen Schichten unter dem Zechstein im Richelsdorfer Gebirge erbohrt worden. In der Schieferscholle bei Allendorf schalten

[1]) G. Linck, Geognostisch-petrographische Beschreibung des Grauwacken-Gebietes von Weiler bei Weissenburg, in Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. III, Heft 1. Strassburg 1884.

[2]) Separatabdruck aus „Bavaria“, IV. Bd., 2. Abtlg., S. 25. München 1865.

[3]) H. Laubmann, Dürkheim mit seiner Umgebung (geologische Beschreibung). Mit geol. Uebersichtskarte in 1 : 100,000, in Pollichia, 25.—27. Jahresber. S. 72—158. Dürkheim 1868.

sich auch Diabaslager ein [1]). Obwohl die Lagerungsverhältnisse der Grauwacken-Inseln in der Werragegend diese von zahlreichen Verwerfungen zerrissenen Schollen von devonischem Grundgebirge bereits in das Bereich des Thüringer Waldes und des herzynischen Gebirgssystemes verweisen, erwähnen wir derselben hier, um zu zeigen, dass zwischen dem Devon des niederrheinischen Schiefergebirges und demselben Schichtensysteme des Harzes hier im hessischen Waldgebirge unter Trias und Zechstein eine — wahrscheinlich ununterbrochene — Verbindung besteht: diese Verbindung verfolgen wir von der Lahngegend bei Marburg zum Kellerwald, von hier nach Ober-Ellenbach oberhalb Melsungen an der Fulda, zum Richelsdorfer Gebirge, dann nach Allendorf an der Werra und unter der Thüringer Triasmulde hindurch bis zum Südrande des Harzes. Das Grundgebirge streicht in Nordost. Gerade wie wir vom Taunus aus das Devon unter der Triasdecke hindurchgehen denken dürfen in der Nordost-Streichrichtung nördlich von Eisenach bis zum Südharze, so scheint in derselben Weise das krystalline Grundgebirge von der Haardt, dem Odenwald und Spessart durch den Thüringer Wald bis nach der Gegend von Halle und Leipzig hindurchzustreichen, trotz aller störenden Gebirgsbewegungen, welche späteren Alters im Sinne des herzynischen Systemes stattfanden. Auch darin zeigt sich eine bemerkenswerte Analogie, dass das südliche krystalline Grundgebirge von dem nördlich sich erhebenden Devonkörper getrennt wird durch karbonische und permische Ablagerungen und grossartige Porphyr- und Melaphyr-Eruptionen im Saar-Nahe-Gebiete, zwischen Darmstadt und Frankfurt, im nördlichen Thüringer Walde und in der Gegend von Halle-Eisleben; auch in dieser Beziehung tritt das nordöstliche Streichen des Grundgebirges deutlich hervor.

b. Permische Schichten.

(Rotliegendes und Zechstein).

Wir haben oben (S. 151—163) gesehen, wie vollständig die Rotliegenden Stufen über dem Oberkarbon im Saar-Nahe-Gebiete entwickelt sind; auch haben wir erwähnt, dass das obere Rotliegende bedeutend

[1]) Siehe F. Moesta, Das Liasvorkommen bei Eichenberg in Hessen in Beziehung auf allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaues im Nordwesten des Thüringer Waldes, im Jahrb. preuss. geol. Land.-Anstalt, Bd. IV, S. 57—80, mit Taf. VII—X. Berlin 1884. — Und: F. Moesta und F. Beyschlag, Erläuterung zu Blatt Allendorf der geol. Spezialkarte von Preussen, mit Profilen. Berlin 1886. — Während die topographische Längsrichtung und die meisten Störungen der Grauwackenschollen bei Allendorf an der Werra, der Gebirgsachse des Thüringer Waldes, annähernd parallel und als Fortsetzung dieses Gebirges in Nordwest verlaufen, streichen die devonischen Grauwackenschichten bei Allendorf in Nordost und fallen mit 36—60° in Südost ein — ganz analog den entsprechenden Lagerungsverhältnissen im Harzgebirge. Versteinerungen sind — ausser schlecht erhaltenen Calamarien — in den Grauwacken und Schiefern der Fulda- und Werra-Gegend bisher nicht gefunden worden; nach dem petrographischen und stratigraphischen Verhalten dieser Schichten werden dieselben jedoch dem Unter-Devon des Harzes, und zwar der Tanner Grauwacke und den Wieder Schiefern Lossen's gleichgestellt.

über die älteren Rotliegenden Stufen im niederrheinischen Schiefergebirge übergreift. Im Bereiche des oberrheinischen Gebirgssystemes finden wir nur wenige Reste der älteren Rotliegenden Schichten, während die Sandsteine und Konglomerate des Ober-Rotliegenden ziemlich konstant die Gebirgskerne umsäumen und die tieferen Senkungen des krystallinen Grundgebirges muldenförmig ausfüllen. Die obere Abteilung des permischen Schichtensystemes, der Zechstein, ist nur noch im Spessart und Odenwald vorhanden, in den übrigen Gebirgen des Oberrheines fehlt derselbe ebenso wie im Saar-Nahe-Gebiete.

In der Wetterau kennen wir die Ober-Lebacher Stufe des Rotliegenden von der Nauenburg bei Kaichen (siehe oben S. 161); dieselben Schichten sind kürzlich zu Offenbach am Main in einem Bohrloche und zwar in circa 200 m unter Tag angetroffen worden[1]. Dagegen gewinnen die Schichten des oberen Rotliegenden in der östlichen Wetterau bei Büdingen, dann östlich Hanau in der Umgegend von Gelnhausen, sowie in dem Waldgebiete zwischen Frankfurt, Offenbach und Darmstadt eine ausgedehnte Verbreitung.

Im Messeler Walde bei Langen zwischen Darmstadt und Frankfurt lagern zunächst über dem krystallinen Grundgebirge grobkörnige, rote, weiss gebänderte Sandsteine und Konglomerate, in denen viel Feldspat- und Quarzstückchen, lichter Glimmer, daneben bis kopfgrosse Rollstücke von Gneissen und Graniten des Odenwaldes in einem thonigkalkigen Bindeletten liegen. Diese „Unteren Konglomerate“[2]) sind nur einige Meter mächtig, selten aufgeschlossen und meist bedeckt von einer sich über grosse Flächen ausbreitenden Melaphyr-Decke, deren zerklüftetes und stark zersetztes Gestein an vielen Stellen im Messeler Walde zu Tage tritt und in grossen Steinbrüchen am Glasberg bei Darmstadt als Mauerstein zum Hausbau gebrochen wird. Auch unterhalb Offenbach im Mainbette und in der Wetterau bei Büdesheim und Heldenbergen erscheinen Melaphyr-Gangmassen unter dem oberen Rotliegenden.

Die Melaphyr-Decken bei Darmstadt entsprechen ihrer Lagerung nach den „Grenzmelaphyren“ im Saar-Nahe-Gebiete (siehe oben S. 152 und 154); die Schichten unter dem Melaphyr würden den unteren Konglomeraten der Söterner Schichten Grebe's gleichzustellen sein.

Zunächst über dem Melaphyr folgen rote Schieferletten und Thonschiefer, wechsellagernd mit schiefrigen Sandsteinen und Konglomeraten, darüber eine mächtige Zone von roten, auch weissen fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, von roten Thonschiefern und Konglomeraten. Die Sandsteine enthalten stets ziemlich reichlich Feldspat, meist kaolinisirt: sie zerfallen häufig in lockeren Grus und besitzen nur bei kieseligem

[1]) Dass produktive Steinkohle, nach der in der Umgegend von Frankfurt so vielfach vergebens gebohrt worden ist, in dieser Gegend in der Tiefe lagern sollte, ist wenig wahrscheinlich, da in der Wetterau bei Lindheim unter der Ober-Lebacher Stufe devonische Grauwacken erbohrt wurden und südlich von Frankfurt im Messeler Wald das Granit- und Gneissgrundgebirge unter den Oberrotliegenden Schichten zu Tage tritt. Siehe Zeitschr. deutsch. geologischen Gesellschaft, 38. Bd., S. 681 und 696. Berlin 1886.

[2]) C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel der geologischen Karte des Grossherzogtums Hessen im Massstabe 1 : 25,000. Darmstadt 1886.



oder kalkigem Bindemittel eine grössere Festigkeit; die Konglomerate bestehen aus Geröllen (zuweilen bis zu 20 cm Durchmesser) von allen möglichen Gesteinen des krystallinen Odenwaldes: Granite, Gneisse, Glimmerschiefer, Quarzite, Quarze, Hornblende-Gneisse, Porphyre und Melaphyre; in der Nähe von den Melaphyren oder von den Quarzporphyren, die im Messeler Walde anstehen, nehmen die Gerölle dieser Eruptivgesteine überhand.

In den höheren Zonen dieser oberen Rotliegenden Konglomerate und Sandsteine vermehrt sich ein kalkiges Bindemittel derartig, dass durch Kalk verkittete Konglomerate und dichte, reine, graue Kalk- und Dolomitbänke entstehen; solche Plattenkalke treffen wir an mehreren Stellen östlich von Sprendlingen an[1]); in ihnen fanden sich bei Neuhof unbestimmbare Reste von Versteinerungen. Dieselben grauen, dichten Plattenkalke, wechsellagernd mit rothen Schieferletten, Sandsteinen und Konglomeraten wurden auch in Darmstadt entdeckt, abgerutscht an der Hauptverwerfung neben dem Granit und nach Westen zur Rheinebene hin unter das Diluvium einfallend.

Als höchste Zone des Ober-Rotliegenden sind die weichen roten Thonsandsteine und Schieferletten zu betrachten, welche weiter östlich von Darmstadt bei Zeilhard, bei Gundernhausen und am Rossberg sich verbreiten; in ihnen lagern dolomitische Bänke und Karneolknollen. Erst im hinteren Odenwalde erscheint der Zechstein.

Wir würden also für die Gebiete des Ober-Rotliegenden zwischen Frankfurt, Dieburg und Darmstadt das folgende Profil erhalten:

Liegendes: Quarzporphyr, resp. krystallines Grundgebirge des vorderen Odenwaldes.

1) Untere Konglomerate und Sandsteine.
2) Melaphyrströme.
3) Thonschiefer mit Sandsteinen und Konglomeraten.
4) Obere Konglomerate (stellenweise vorwiegend Porphyr- und Melaphyrgerölle) und grobe Kaolinsandsteine.
   a. Graue Plattenkalke zwischen den Sandsteinen und Konglomeraten eingelagert.
5) Mürbe Thonsandsteine und Thonschiefer mit Karneol- und Dolomitknollen.

Hangendes: Zechstein und Buntsandstein im hinteren Odenwalde.

Während im nördlichen Teile des Odenwaldes der Zechstein nirgends mehr auf dem Rotliegenden, vielmehr nur auf den Gneissen des Grundgebirges auflagert, finden wir in der Fortsetzung dieser Ablagerungen nördlich des Maines in der Gegend zwischen Hanau, Gelnhausen und Büdingen ein vollständiges Profil vom Rotliegenden durch den Zechstein bis zum überdeckenden Buntsandstein.

Der Sandstein des Ober-Rotliegenden in Oberhessen nimmt in der Nähe des Zechsteins eine grauweisse Färbung an, enthält auch verkohlte Pflanzenreste, zuweilen etwas Kupferkies mit Malachit und Lasur — wird also zum richtigen „Weissliegenden“. Hierüber breitet sich wie

[1]) Siehe Blatt Sachsenhausen der geologischen Spezialkarte von Preussen, aufgenommen von C. Koch. Berlin 1883.

in Thüringen und im Südharze als unterste Zone der oberpermischen Abteilung der Kupferschiefer aus. Der einst blühende hessische Bergbau auf die Schwefelerze dieser Zone ist jetzt fast ganz zum Erliegen gekommen; Orte wie Thalitter, Frankenberg, Richelsdorf, Haingründau bei Büdingen, Bieber bei Gelnhausen, Schöllkrippen und Sommerkahl im Vorspessart haben jetzt nur noch eine mineralogische Bedeutung [1]. Mit welcher Gleichförmigkeit die kohlig-bituminösen Mergelschiefer, deren Mächtigkeit doch in der Regel nur 0,3—0,6 m beträgt, an der Basis des Zechsteins im mittleren Deutschland über tausende von Quadratmeilen sich ausbreiten und wie konstant ihre Erzführung ist, das wird immer eine der merkwürdigsten Erscheinungen deutscher Geologie bleiben. Das Meer, in dem der Kupferschiefer sich ablagerte, muss ganz gleichmässig Metallsalze enthalten haben, welche durch die in den Schiefern verwesenden Pflanzen- und Tierreste reduziert wurden.

Südlich von Büdingen bei Haingründau finden wir das folgende Profil durch die Oberpermschichten aufgeschlossen [2]):

Liegendes: Oberrotliegendes, dunkelrote Schieferletten und mürbe, dünnplattige Sandsteine.

1) Zechstein-Konglomerat, „Grauliegende" Sandsteine und Konglomerate, stark imprägniert mit Malachit und Kupferlasur; 1—2 m mächtig.
2) Kupferschiefer, ein schwarzgrauer bituminöser Mergelschiefer; 0,3—0,6 m, höchstens 1,25 m mächtig; er enthält etwa 20% kohlig-bituminöse Substanzen, 6—8% Schwefelmetalle, 60—70% Sand, Kalk, Thonerde, auch Glimmer.
3) Kalkschiefer im Uebergang zum Kupferschiefer, mit Schuppen von Paläoniscus Freieslebeni Ag. und mit Nautilus Freieslebeni Gein.
4) Eigentlicher „Zechstein", dunkelgrauer, unreiner, dünnbankiger Kalk, stark bituminös („Stinkkalk"); etwas Schwefelerze in den Klüften; 8—10 m mächtig. Darin zahlreiche Versteinerungen:

Productus horridus Sow.
Terebratula elongata Schlth.

[1]) Kupfer- und Kobalterze bilden vorherrschend den Erzreichtum dieser Zone. An den genannten Orten wurden abgebaut und werden zum Teil noch jetzt gefunden: Kupferfahlerz, Kupferkies, Kupferglanz, Buntkupfererz, gediegen Kupfer, Rotkupfererz, Malachit, Kupferlasur; Arseneisen, Würfelerz, Arsenkies, Speiskobalt, Glaukodot, Kobaltglanz, Rotnickelkies, Kobalt- und Nickelblüthe, Pharmakolith etc.; auch Schwefelkies und Bleiglanz. Siehe das vollständige Verzeichnis der im Kupferschiefer der Wetterau aufgefundenen Erze und Mineralien in: G. Theobald und C. Rössler, Uebersicht der wichtigsten geognostischen und oryktognostischen Vorkommnisse der Wetterau und der zunächst angrenzenden Gegenden, mit Anhang: H. B. Geinitz, Ueber den Zechstein der Wetterau, in Jahresberichten der Wetterauer Gesellschaft für Naturkunde, Jahrg. 1850—1851. Hanau 1851.

[2]) H. Tasche, Kupferschieferbergbau von Haingründau bei Büdingen, in Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, 1856, S. 266. — R. Ludwig, Die Kupferschiefer- und Zechsteinformation am Rande des Vogelsberges und Spessarts, in Jahresbericht der Wetterauer Gesellschaft für die gesamte Naturkunde zu Hanau, 1854, S. 78. — H. Bücking, Die geognostischen Verhältnisse des Büdinger Waldes, in Berichten der Oberhess. Gesellschaft für Natur- und Heilkunde, S. 49. Giessen 1878.



Camarophoria Schlotheimi Buch.
Strophalosia Morrisiana King.
— Goldfussi Münstr.
Spirifer alatus Schlth.
Lingula Credneri Gein.
Avicula speluncaria Schlth.
Gervillia keratophaga Schlth.
— antiqua Münstr.
Arca striata Schlth.
Nucula Beyrichi Schaur.
Schizodus truncatus King.
Allorisma elegans King.
Pleurotomaria Verneuili Gein.
— antrina Schlth.
Turbo helicinus Schlth.
Turbonilla Rössleri Gein.
— Phillipsi Howse.
Serpula pusilla Gein.
Fenestella Geinitzi d'Orb.
Stenopora columnaris Schlth.
Anthocladia anceps Schlth.
Eocidaris Kayserlingi Gein. Stacheln.
Ullmannia Bronni Göpp. Blätter.

5) Bläulichgrüne Kalkmergel mit Productus horridus, Camarophoria Schlotheimi, Strophalosia Morrisiana.
6) Dünnschiefrige, glimmerige, graue Kalkmergel und rote Schieferthone; 10 m mächtig; mit Gipsschnüren und Salzsoolen (Soolquellen von Selters, Büdingen, Gelnhausen).
7) Dolomit („Hauptdolomit"), massig; teils dicht, teils porös („Rauchwacke"); mit Mangankörnchen. Darin Terebratula elongata, Spirifer alatus und Gastropoden. 8—10 m mächtig. Gelegentlich zu Dolomitasche zerfallend (bei Aulendiebach).
8) Bunter streifiger Mergel und Letten.

Der ganze Zechstein (Schichten 1—8) ist bei Haingründau 50—60 m mächtig; über demselben lagert der rote Schieferletten des unteren Buntsandsteins. Vergleichen wir die Ausbildung der oberpermischen Abteilung bei Büdingen mit derjenigen in Thüringen und am Harzrande, so würden die Schichten 1—5 des obigen Profiles dem unteren, die Schichten 6 und 7 dem mittleren und die Mergel Nr. 8 dem oberen Teil des Zechsteins zuzurechnen sein. Dabei ist zu bemerken, dass die oberen Mergel Nr. 8 in der östlichen Wetterau nur zum Teile erhalten sind, während sie am Ostrande des niederrheinischen Schiefergebirges (siehe oben S. 162) in der Regel stärker anschwellen.

Dagegen fehlen in der Wetterau und im Spessart die „Plattendolomite", welche noch bei Allendorf an der Werra einen bis 16 m mächtigen Horizont zwischen den Gipsmergeln der oberen Zechsteinstufe bilden. Da die Salzsoolen von Allendorf an der Werra (Sooden), von Selters und Büdingen in der Wetterau, von Gelnhausen, Orb und

Salmünster im Kinzigthale sämtlich den gips- und anhydritführenden Mergeln der mittleren Zechsteinstufe (Schichten Nr. 6 des obigen Profiles unter dem Hauptdolomit) entspringen, so spricht die Wahrscheinlichkeit dafür, dass auch die Soolquellen im Saalthale, zu Kissingen, Bocklet, Neustadt an der Saale, nicht den oberen, sondern den mittleren Zechsteinmergeln entfliessen [1]).

Jedenfalls ist durch die Tiefbohrung zu Kissingen der Beweis erbracht, dass die Soolquellen dieses berühmten Badeortes im Zechstein ihren Ursprung nehmen, und dass demnach die oberpermischen Schichten sich gleichmässig unter der Trias von Franken hindurchziehen von der Wetterau und dem Spessart her bis hinüber zum Südrande des Thüringer Waldes.

Vom Kahlgrunde an nach Süden lagert der Zechstein in unregelmässigen Partien dem krystallinen Grundgebirge des Vorspessarts und des hinteren Odenwaldes unmittelbar auf — die rotliegenden Schichten kamen hier nicht zur Ablagerung; bedeckt werden diese Zechsteinreste vom Bunten Sandstein in übergreifender Lagerung. In diesen Gebieten ist der Zechsteinkalk und -Dolomit häufig umgewandelt in manganhaltige Brauneisensteinlager — ein sekundärer Umsatz, der durch Wasser bewirkt wurde in analoger Weise, wie wir denselben bei den mittel-

---

[1]) Siehe: Fr. Sandberger, Ueber die geologischen Verhältnisse der Quellen zu Kissingen, in Verhandl. der physik.-med. Gesellsch. zu Würzburg, Nene Folge. I. Bd., S. 159—165, 1869. — C. W. Gümbel, Geologische Rundschau von Kissingen. Sep.-Abdr. aus dem Werk „Bad Kissingen von Dr. A. Sotier". Leipzig 1880. — Sandberger hielt die im Schönbornbohrloche zu Kissingen in 495—507 m durchbohrten Schichten für „Plattendolomit" der oberen Zechsteinstufe und die Gipsmergel über denselben für unteren Bunten Sandstein; Gümbel stellte richtig, dass diese Gipsmergel noch dem oberen Zechstein angehören. Es scheint mir, als ob das Bohrregister der betreffenden Schichten, entsprechend den geologischen Verhältnissen des Zechsteins in Thüringen, an der Werra, im Spessart und in der Wetterau, folgendermassen zu deuten wäre:

Hangendes: Buntsandstein, in einer Tiefe von 464 m unter Tag durchbohrt.

Oberpermische Abteilung (Zechstein):

Mächtigkeit:	Schichten:	Stufen:
5,23 m . . .	Kalkstein	Gipsmergel und Kalksteine des Oberen Zechsteins.
4,71 m . . .	körniger Gips	
1,19 m . . .	Kalkstein	
0,81 m . . .	dichter Gips	
19,64 m . . .	roter Schieferthon, abwechselnd mit Kalk, Mergel und Gips	
0,29 m . . .	dichter Kalkstein mit Eisenkies	Hauptdolomit des mittleren Zechsteins.
11.10 m . . .	blauschwarzer Kalk	
10,22 m . . .	roter Salzthon mit Gips	Gipsmergel und Salzthon des mittleren Zechsteins.
10.19 m . . .	blauer Salzthon	
0,58 m . . .	bräunlicher Salzthon mit Gips	
3,58 m . . .	Salzthon	
2,26 m . . .	Salzthon mit Gips	
15.18 m . . .	Salzthon mit Gips und Anhydrit	
33.58 m . . .	Anhydrit	
0,81 m . . .	Anhydrit mit Gips wechselnd.	

Tiefstes des Bohrloches am Schönborn zu Kissingen in 584 m unter Tag.

devonischen Kalken des niederrheinischen Schiefergebirges (Giessen, Brilon) erwähnten. Die reichsten Mangan- und Eisensteinlager dieser Art werden im Odenwalde östlich über Reichelsheim bei Bockenrod und Rohrbach unter dem Bunten Sandstein des Morsberges abgebaut; ziemlich mächtig entwickelt sind auch die Manganerz- und Brauneisensteinlager, die im oberen Kahlgrunde (Huckelheim-Schöllkrippen) und bei Bieber im Spessart aus den Dolomiten und Kalksteinen des Zechsteins hervorgegangen sind.

Der Charakter und die Lagerung der Zechsteinpartien im Spessart und Odenwalde lassen darauf schliessen, dass diese oberpermischen Schichten bereits zum grösseren Teil abgetragen waren, ehe der bunte Sandstein sich ablagerte; daher die unregelmässige Entwicklung des Zechsteins in diesen Gebieten: mächtige Partien des Zechsteins keilen sich rasch aus; in manchen Strecken fehlt jede Spur dieser Schichten zwischen dem Buntsandstein und dem Gneiss; der Buntsandstein ruht auf verschiedenen Schichten des Zechsteins; und auch die Umwandlung der Dolomite in Brauneisenstein scheint darauf hinzuweisen, dass der Zechstein lange Zeit unbedeckt auf der Erdoberfläche gelegen hat, ehe das Triasmeer den paläozoischen Kontinent von neuem überflutete [1]).

Während im nördlichen Teile des Vorspessarts bis zum Laufachthale noch eine Andeutung des Kupferschiefers vorhanden ist in schwarzen mulmigen Letten, die mit den untersten Schichten des auflagernden „Zechstein“-Kalkes noch mit Schwefelerzen imprägniert sind [2]), scheinen die Letten und die Erzführung südlich von Aschaffenburg (bei Schweinheim, Soden) und der südlichen Fortsetzung dieser Zechsteinpartien im hinteren Odenwald zu fehlen. Die Hauptmasse des Zechsteins in diesen Gegenden besteht aus einem teils dichten, teils porösen grauen Dolomit, der ohne Zwischenlagerung anderer Gesteine eine Mächtigkeit von 8—15 m erreicht; dieser Dolomit wird in zahlreichen Steinbrüchen sowohl in der Umgegend von Aschaffenburg als im hinteren Odenwald (Oberkinzig, Weschnitz) abgebaut und zur Darstellung eines rasch erhärtenden Wasserkalkes, auch für gewöhnlichen Mauermörtel verwendet. Ob diese Dolomite der unteren (dem eigentlichen „Zechstein“) oder der mittleren (dem Hauptdolomit) Stufe des Oberperm zuzurechnen sind, oder ob sie beide Stufen zusammen vertreten, so dass die Gipsmergel

[1]) Auch Benecke kommt zu diesem Schlusse in Bezug auf den südlichen Teil des Odenwaldes, in W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, S. 292, Strassburg 1881: „Wir sehen nur noch geringe Reste (des Zechsteins) vor uns, die unter besonders günstigen Umständen erhalten blieben, während die Hauptmasse schon vor der Ablagerung des Buntsandsteins zerstört wurde.“ Im hinteren und südlichen Odenwalde sind häufig als letzte Reste des Zechstein-Dolomites die „Eisenkiesel“ zu finden, welche ebenso wie die oben erwähnten Brauneisensteine bei der sekundären Umwandlung des Dolomites mittelst Wasser entstanden sind; dass dieselben dem Zechstein angehören, beweisen die Fossilien, die Benecke in denselben auffand (a. a. O. 1881, S. 290): Schizodus truncatus, Sch. cf. Schlotheimi, Gervillia antiqua, Pleurophorus costatus und Arca striata.

[2]) M. B. Kittel, Skizze der geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgebung Aschaffenburgs. Aschaffenburg 1840. — W. Gümbel, Geologische Skizze des Spessarts, in: Deutsche geogr. Blätter Bd. IV, Heft 1. Bremen 1881.

dazwischen fehlen, muss noch zweifelhaft bleiben, so lange nicht genaue Aufnahmen hier bestimmtere Resultate erzielt haben.

Im hinteren Odenwalde lagern die in der Regel plattig abgesonderten Zechstein-Dolomite unmittelbar auf dem krystallinen Grundgebirge auf; an der Basis der Dolomite erzeugen die Gerölle des Untergrundes in der Regel Konglomerate. Versteinerungen sind selten; hier und da kommt ein schlecht erhaltener Schizodus vor. Eine reiche Fundstelle liegt im südlichen Odenwald am Lannertskopfe bei Oberschönmattenwaag; von hier erwähnt Benecke (a. a. O. 1881, S. 286):

Schizodus truncatus King.
— Schlotheimi Gein.
Gervillia antiqua Münstr.
Pleurophorus sp.
Aucella Hausmanni Gldf.

Das südlichste Vorkommen des Zechsteins ist dasjenige in der Umgegend von Heidelberg; auf beiden Neckarufern schaltet sich hier gerade wie im übrigen Odenwalde zwischen den Gneiss und den aufgelagerten Buntsandstein eine dünne Zone von Dolomiten und Mergeln ein, die noch charakteristische Zechstein-Fossilien enthalten. Beim Fundamentgraben eines Hauses auf der rechten Thalseite nahe der alten Neckarbrücke wurden in diesen Schichten zahlreiche Abdrücke und Steinkerne von Schizodus truncatus und Gervillia antiqua, undeutliche Pflanzenreste und schlecht erhaltene Gastropoden gefunden [1]).

Bei Heidelberg erscheint auch unter dem sich auskeilenden Zechsteinlager noch Rotliegendes Konglomerat: am Schlossberg erreichen diese roten Konglomerate, deren Gerölle vorwiegend aus Porphyren bestehen, eine Mächtigkeit bis zu 6 m. Nördlich in der Wetterau und hier im Süden bei Heidelberg überlagert also der Zechstein das Oberrotliegende; in den zwischenliegenden Gebieten bleiben die beiden permischen Abteilungen von einander getrennt: in der Gegend zwischen Frankfurt und Darmstadt und an der Bergstrasse bei Schriesheim finden wir nur die oberrotliegenden Ablagerungen, über welchen die Zechsteinschichten abgetragen wurden; im hinteren Odenwald liegt nur der Zechsteindolomit, unter dem das Rotliegende fehlt und niemals zum Absatz gelangte. Eine Vertretung des Zechsteins durch oberrotliegende Sandsteine aber dürfen wir weder hier im Odenwalde, noch in den andern oberrheinischen Gebirgen annehmen: wo der Zechstein fehlt, wie im Schwarzwald, in den Vogesen und im Saar-Nahe-Gebiete, da ist er entweder überhaupt nicht zur Ablagerung gelangt, oder vor dem Absatz des Bunten Sandsteins denudiert worden.

Die permischen Schichten lagern in Oberhessen, im Spessart und im Odenwalde diskordant über den in der Regel steil aufgerichteten Schichtgesteinen des devonischen, resp. archäischen Grundgebirges: sie werden vielfach von Verwerfungen durchschnitten, wurden aber im ganzen wenig aus ihrer horizontalen Lage gebracht, ehe die Triasdecke

---

[1]) G. Leonhard. Geognostische Skizze des Grossherzogtums Baden, S. 64. Stuttgart 1861. — W. Benecke und E. Cohen a. a. O. S. 284. 1881.

sich über sie hinbreitete; es ist daher kaum möglich, eine Diskordanz zwischen den permischen Schichten und dem auflagernden Buntsandstein zu konstatieren, obwohl eine solche Diskordanz besteht, da der untere Buntsandstein über die verschiedenen Zechsteinstufen bis auf das Oberrotliegende und bis auf den Gneiss übergreift.

Im Schwarzwalde bedecken die Rotliegenden Sandsteine und Konglomerate in ähnlicher Weise wie im Odenwalde das krystalline Grundgebirge oder die oben erwähnten karbonischen Ablagerungen an vielen Orten, teils in isolierten Partien, teils als Unterlage des Bunten Sandsteins; der Zechstein fehlt hier vollständig [1]). Die Rotliegenden Ablagerungen haben offenbar einst die tiefsten Senken in der Oberfläche des krystallinen Grundgebirges ausgefüllt und bilden daher unregelmässig begrenzte und oft auskeilende Schichtenkomplexe, häufig in direkter Fortsetzung der oberkarbonischen Mulden, so dass wir uns zur Rotliegenden Zeit an Stelle des Schwarzwaldes und ebenso der übrigen oberrheinischen Gebirge einen Archipel von Inseln zu denken haben, zwischen denen die Meeresteile ausgefüllt wurden mit dem Schutte der umliegenden bergigten Landstrecken. Zahlreiche Ausbrüche von Porphyren begleiten die Rotliegenden Ablagerungen im Schwarzwalde.

Die Rotliegenden Sandsteine und Konglomerate verbreiten sich am ansehnlichsten in der Umgegend von Baden-Baden und Gernsbach; hier treffen wir die folgenden Schichten und Gesteine an [2]):

Liegendes: Granit, Schiefer und Oberkarben (siehe oben S. 388—390).

1) Unteres Rotliegendes: Arkosesandstein, bunte Schieferletten und Thonsteine, konkordant dem Oberkarbon aufgelagert, mit Uronectes (Gampsonyx) fimbriatus Jord., Estheria tenella Bronn [3]), Walchia piniformis Schlth.
2) Mittleres Rotliegendes: schwarze und bunte Schieferthone mit Dolomit-Knollen bei Gaggenau und Sulzbach im Murgthale.
3) Oberes Rotliegendes: grobkörnige Sandsteine, Konglomerate und rote Schieferletten; in den letzteren: Walchia piniformis Schlth., Odontopteris obtusiloba Naum., Pterophyllum Cottaeanum Gutb. [4]). Die obersten Konglomerate enthalten braunen Dolomit und Karneolschnüre.

Die Konglomerate des Rotliegenden bei Baden führen Gerölle von den krystallinen Gesteinen des Grundgebirges, vorwiegend aber Gerölle

[1]) Graue Dolomite in der Umgegend von Schramberg, welche auch in den tiefen Bohrlöchern bei Ingelfingen und Dürrmenz angetroffen wurden, werden als Zechstein angesprochen, jedoch ohne dass bisher Versteinerungen die Zurechnung bewiesen hätten. Ueber die irrtümliche Aufführung von Zechsteinversteinerungen aus diesen Gebieten vgl. H. Eck, Geognost. Karte der Umgegend von Lahr, S. 74. Lahr 1884.

[2]) Siehe Fr. Sandberger, Geologische Beschreibung der Gegend von Baden. Karlsruhe 1861. — A. Knop, Uebersicht über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Baden-Baden, mit geognost. Karte. Karlsruhe 1879.

[3]) H. G. Bronn, Ueber Gampsonyx fimbriatus Jordan aus der Steinkohlenformation von Saarbrücken und vom Murgthal, in N. Jahrb. Min. S. 575—583. 1850.

[4]) Fr. Sandberger, Geologische Beschreibung der Umgebungen der Renchbäder, S. 9—10. Karlsruhe 1863. 16. Heft der Beiträge zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherzogtums Baden.

von Quarzporphyren, deren Ausbrüche zur Zeit des unteren Rotliegenden stattfanden; auch Porphyrsandsteine und Felsittuffe, die aus diesen Porphyren entstanden, begleiten die Konglomerate. Während von diesen älteren Felsitporphyren nur noch geringe Reste anstehen (Lichtenthaler Allee, Seelighöfe, Gallenbach), werden die Berge südlich von Baden (Yberg, Iwerst, Leusberg etc.) zusammengesetzt aus mächtigen Strömen eines jüngeren Quarzporphyrs, dessen Eruptionen in der Zeit der Ablagerung des Oberrotliegenden geschahen.

Ein zweites Verbreitungsgebiet Rotliegender Ablagerungen finden wir auf den Bergen zwischen Offenburg und Oppenau [1]); unter dem Bunten Sandstein des Mooswaldes und zwischen dem Durbach- und Wäldenthale lagern direkt auf dem krystallinen Grundgebirge in Verbindung mit Quarzporphyren die folgenden Schichten:

1) Unteres Rotliegendes: Gneiss- und Granitkonglomerate und Arkosesandsteine mit dunklen Schieferletten und feinkörnigen Sandsteinen. Aus den Schiefern im obersten Teile der Durbach-, Bottenau- und Wäldenthäler stammt die einzige Flora des Unterrotliegenden, die aus dem Schwarzwalde bekannt geworden ist; es fanden sich an diesen Fundorten:

   Calamites infractus Gutb.
   Neuropteris cordata Brong.
   Odontopteris obtusiloba Naum.
   Alethopteris? pinnatifida Gutb.
   Cordaites Roesslerianus Gein.
   — Ottonis Gein.
   Noeggerathia palmaeformis Göpp.
   Cardiocarpum reniforme Gein.
   Trigonocarpum postcarbonicum Gümb.

2) Mittleres Rotliegendes: Porphyr-Breccien, Konglomerate, Thonstein (Porphyrtuff) und rote Schieferletten mit Dolomitknollen; hierin die Quarzporphyrdecken.

3) Oberes Rotliegendes: Grobkörnige Sandsteine und Konglomerate, rote thonige Sandsteine und Schieferletten, mit Knauern von Dolomit und Karneol.

Dieselben Ablagerungen treten auch südlich vom Ausgang des Kinzigthales auf der Wasserscheide östlich von Lahr unter dem Bunten Sandstein hervor, unmittelbar auf dem Gneiss-Grundgebirge, nur bei Hohengeroldseck unterlagert von den oben erwähnten oberkarbonischen Schichten [2]); auch hier breiten sich Porphyrdecken über dem unteren Rotliegenden aus.

Auf der Ostseite des Belchenstockes liegen Rotliegende Ablagerungen im Gebiet des obersten Kinzigthales bei Triberg, bei Schramberg und bei Schiltach; durch die verschiedenen Bohrlöcher, welche auf

[1]) Fr. Sandberger, Renchbader, S. 7—17. 1863.
[2]) H. Eck, Erläuterungen zur geognostischen Karte der Umgegend von Lahr. Lahr 1884.



württembergischem Gebiete bei Schramberg[1]) auf Steinkohle abgeteuft wurden, haben wir Anhaltspunkte über die Mächtigkeit der Rotliegenden Schichten in dieser Gegend gewonnen; danach betrug dieselbe etwa für:

1) Oberes Rotliegendes 140—250 m.
2) Mittleres Rotliegendes 70—130 m.
3) Unteres Rotliegendes 50—60 m.

Wenn wir diese Zahlen vergleichen mit der Mächtigkeit der Rotliegenden Stufen im Saar-Nahe-Gebiete, so erkennen wir, dass die ersteren ein sehr geringes Maass besitzen; auch im übrigen Schwarzwalde zeigen wenigstens die unteren und mittleren Rotliegenden Stufen eine schwache Mächtigkeit. Dabei sei bemerkt, dass im vorstehenden als „mittleres Rotliegendes" die Lebacher, als „unteres Rotliegendes" die Kuseler Stufe nach der Einteilung des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiete (siehe oben S. 152) bezeichnet ist.

In den südlichen Gebieten des Schwarzwaldes spielen Rotliegende Ablagerungen nur eine geringe Rolle; sie treten besonders hervor in den südlichen Abbruchspalten zwischen dem Grundgebirge und den abgerutschten Triasstufen in der Gegend von Kandern über Schopfheim und Wehr bis Ober-Säkkingen am Rhein, und hängen meist in steiler Schichtenlage von den Verwerfungen nach Süden ab: sie bestehen in ihren unteren Horizonten aus Konglomeraten und grobkörnigen Arkosesandsteinen, die sich aus den Elementen des liegenden Granites zusammensetzen, in ihren mittleren aus roten Schieferletten mit Dolomitknauern und Thonsteinen, in ihren oberen aus roten Arkosesandsteinen, ebenfalls mit Dolomit[2]). Die Gegenwart des Rotliegenden am Südrande des Schwarzwaldes veranlasste auf schweizer Seite bei Rheinfelden im Jahre 1874 eine Tiefbohrung auf Steinkohle: es wurden Rotliegende Sandsteine und Schieferletten in einer Mächtigkeit von 332 m durchbohrt und darunter sofort das krystalline Grundgebirge angetroffen[3]).

In ganz ähnlicher Weise wie im Schwarzwalde breiten sich Rotliegende Ablagerungen muldenförmig aus über das krystalline und paläozoische Grundgebirge der Vogesen. Vor dem Südrande des Belchenstockes erfüllen Oberrotliegende Schichten die Niederung zwischen Giromagny, Champagney und den Vorbergen des Salbert und Arsot nördlich von Belfort; Thonsteine, rote Sandsteine, Schieferletten und Konglomerate mit einigen Dolomitbänken bilden hier einen bis 360 m mächtigen Schichtenkomplex, der diskordant die Kulmgrauwacken bedeckt und konkordant vom bunten Sandstein überlagert wird[4]); an der

---

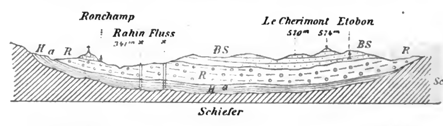
[1]) O. Fraas, Die nutzbaren Minerale Württembergs. S. 26—27. Stuttgart 1860. — E. v. Paulus, Begleitworte zum Atlasblatt Oberndorf der geognost. Spezialkarte von Württemberg, S. 9. Stuttgart 1875. — H. Eck, Bemerkungen über die geognost. Verhältnisse des Schwarzwaldes etc., S. 342—349. Stuttgart 1887.

[2]) P. Merian, Geognostische Uebersicht des südlichen Schwarzwaldes, S. 147 bis 157. Basel 1831.

[3]) Albert Müller, Der Steinkohlenbohrversuch bei Rheinfelden, in Verhandl. naturforsch. Gesellsch. in Basel, Bd. VI, S. 345. Basel 1875.

[4]) J. Delbos et J. Koechlin-Schlumberger, Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin, tome 1, pag. 212—225. Mulhouse 1866.

Basis dieser wahrscheinlich Oberrotliegenden Schichten lagern die oben S. 401 erwähnten, wenig mächtigen, aber produktiven Steinkohlenschichten des Beckens von Ronchamp. (Siebe das beistehende Profil 94.)



Nordnordwest Südsüdost

Profil 94

durch die Kohlenmulde von Ronchamp bei Belfort, nach C. Vélain, Bull. Soc. géol de France, 1854, S. 537.

Sch = Aeltere Schiefer und Grauwacken (devonisch oder unterkarbonisch).
H = Oberkarbon mit Steinkohlenflözen („Bassin de Ronchamp“).
R = Rotliegende Sandsteine und Konglomerate.
a = Zu unterst eine Zone von Thonsteinen und Porphyrtuffen („Argilolithes“).
BS = Buntsandstein.
xx = Schächte auf Steinkohlen.

Eine zweite kleine Rotliegende Mulde liegt im Val d'Ajol, südlich von Remiremont an der Mosel auf der Westseite der Vogesen; auf der Gneissgrundlage breiten sich hier zunächst Schieferthone, Thonsteine und Porphyrtuffe mit Porphyrgängen, eine grosse Menge von eckigen Gneissfragmenten einschliessend, aus in einer Mächtigkeit von 20—25 m, in ähnlicher Ausbildung wie im Becken von Ronchamp. Diese Schichten des Val d'Ajol enthalten zahlreiche silifizirte Baumstämme, und zwar:

Psaronius Putoni Moug.
— Hogardi Moug.
— hexagonalis Moug.
Pinites Fleuroti Moug.
Cordaites (Araucarites) valdajolensis Moug.
— — stigmolites Moug.
Calamodendron striatum Brong.
— bistriatum Brong.
Medullosa stellata Cotta,

also Stämme von Farnen (Psaronius), von Calamarien, von Cycadeen (Medullosa), von Cordaiteen und von Coniferen (Pinites). Ausserdem wurden auch Blattabdrücke in den grauen Tuffen aufgefunden, Blätter und Zweige von Cordaites, von Calamites gigas Brong., von Farnen. Alethopteris (Callipteris) conferta Brong., und von Sphenophyllum angustifolium Germ. Diese fossilen Pflanzenarten sprechen dafür, dass wir es hier mit Ablagerungen vom Alter der Lebacher Schichten (siehe oben S. 152) zu thun haben. Ueber diesen Schieferletten und Thonsteinen lagern grobkörnige Arkosesandsteine und Konglomerate in einer Mächtigkeit von 60—120 m; wir dürfen dieselben wohl dem Oberrotliegenden zurechnen. Der Bunte Sandstein breitet sich über die Rothliegende Mulde des Val d'Ajol nicht nur in übergreifender Lagerung, sondern

auch auf eine ausgefurchte Oberfläche und diskordant aus, wie Ch. Vélain hervorhebt [1]).

Ein umfangreiches zusammenhängendes Becken bilden die Rotliegenden Schichten in der Umgegend von St. Dié an der oberen Meurthe; sie setzen unter dem Buntsandstein durch nach Süden bis nach Bruyères im Thale der Vologne und ziehen sich nach Norden hinüber ins Breuschthal bis zum Donon und zum Schneeberg; auch südlich des Granitstockes vom Hochfelde treffen wir Reste der grossen Rotliegenden Mulde von St. Dié an in den unteren Abhängen der durch Erosion isolierten Buntsandsteinkuppen des Voyemont und Climont bei Saales, des Ungersberges, des Altenberges und der Hohkönigsburg bei Schlettstadt. (Siehe die beistehenden Profile 90, 91 und 96, S. 416 und 417.)

Die Reihenfolge der Schichten im Becken von St. Dié ist nach Ch. Vélain die folgende:

Liegendes: Gneiss und Granit des Grundgebirges, oder devonische Schiefer und Grauwacken.

1) Quarzporphyr- und Melaphyrdecken mit Schieferletten, Thonsteinen (Porphyr- und Melaphyrtuffe), Porphyr-Breccien und Konglomerate.

Wo diese Schichten, die wahrscheinlich zum Theil der Lebacher Stufe angehören, und die Eruptivdecken fehlen, beginnen die Rotliegenden Sandsteine mit groben Konglomeraten, welche 0,5—10 m mächtig die tieferen Senken an der Oberfläche des Grundgebirges ausfüllen.

2) Rote Thonsandsteine und rote Schieferletten, bis 60 m mächtig.

3) Konglomeratbank, 0,5—1 m mächtig.

4) Thonsandsteine und Schieferletten, circa 50 m mächtig.

In den oberen Horizonten dieses Komplexes erscheinen in den Sandsteinen unregelmässige, sich rasch auskeilende, dünne Bänke von grauem und braunem Dolomit, auch Dolomitknollen und Karneolschnüre. Die Dolomite umschliessen gerade wie die Sandsteine Gerölle und eckige Fragmente von Porphyren, von Minette, Melaphyr, Granit, Schiefer, Quarzit etc., auch Karneolknauern.

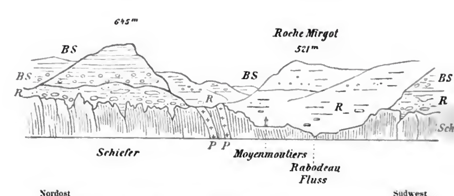
5) Thonsandstein mit Geröllen von Granit, Porphyr etc. bis 20 m mächtig.

Hangendes: Buntsandstein.

Die Oberfläche des Rotliegenden ist, wie gewöhnlich, ungleich ausgefurcht und teilweise zerstört, so dass sich der Bunte Sandstein mehr oder weniger deutlich diskordant auflagert.

In ähnlicher Weise entwickelt sich das obere Rotliegende im Breuschthale: die grosse Quarzporphyrdecke, die sich an den unteren Gehängen des Donon und des Katzenberges bis zum Schneeberge hinzieht, ist begleitet von mächtigen Tuff- und Breccienbildungen und bedeckt Schieferletten, die wohl noch der Lebacher Stufe angehören

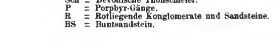
[1]) Ch. Vélain, Le Permien dans la région des Vosges, in Bull. Soc. géol. de France, III. sér., 13. Bd., S. 540. Paris 1885. — Siehe auch H. Hogard, Esquisse géologique du Val d'Ajol, in Annal. Soc. d'émul. des Vosges. Epinal 1845.

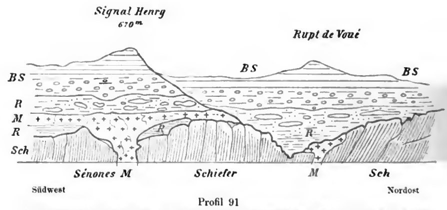


Nordost Südwest

Profil 90

durch devonische Thonschiefer mit diskordanter Ueberlagerung von Rotliegenden und Bunten Sandsteinen, im Rabodeauthale bei Moyenmoutiers oberhalb Raon l'Étape an der Meurthe in den Vogesen, nach Ch. Vélain, in Bull. Soc. géol. de France, III sér., 13. Bd., Taf. XX, Fig. 4. Paris 1885.


Sch = Devonische Thonschiefer.
P = Porphyr-Gänge.
R = Rotliegende Konglomerate und Sandsteine.
BS = Buntsandstein.

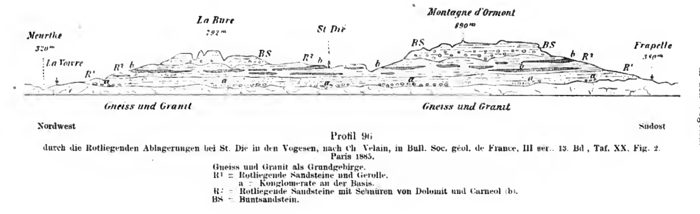


Südwest Nordost

Profil 91

durch devonische Thonschiefer, Rotliegende und Bunte Sandsteine; Melaphyr durchbricht die Schiefer und breitet sich deckenförmig in den Rotliegenden Schichten aus. Im Rabodeauthale bei Sénones oberhalb Raon l'Etape an der Meurthe in den Vogesen, nach Ch. Vélain, im Bull. Soc. géol. de France, III sér., 13. Bd, Taf. XX, Fig. 3. Paris 1885.

Sch = Devonische Thonschiefer.
R = Rotliegende Konglomerate und Sandsteine.
M = Melaphyr.
BS = Buntsandstein.



Profil 96

durch die Rotliegenden Ablagerungen bei St. Dié in den Vogesen, nach Ch. Velain, in Bull. Soc. géol. de France, III ser., 13. Bd., Taf. XX, Fig. 2. Paris 1885.

Gneiss und Granit als Grundgebirge.
R¹ = Rotliegende Sandsteine und Gerölle.
a = Konglomerate an der Basis.
R² = Rotliegende Sandsteine mit Schnüren von Dolomit und Carneol (b).
BS = Buntsandstein.

mögen; der Wasserfall unter der Burg Niedeck bei Oberhaslach stürzt über unregelmässig säulenförmig zerklüfteten Quarzporphyr [1]).

Von besonderer Wichtigkeit ist der Horizont von Sandsteinen mit Dolomit-Bänken, Dolomit-Knollen und Carneol-Schnüren im oberen Teile des Oberrotliegenden; diesen Horizont treffen wir an im Süden der Vogesen, im Becken von Ronchamp, im Westen im Val d'Ajol und in der ganzen Umgegend von St. Dié; er liegt ebenso in den isolierten Bergen südlich vom Hochfelde, am Climont und Voyemont. am Ungersberg und am Altenberg; wir finden ihn auch ganz im Norden der Vogesen am Fusse der Burg Windstein im Jägerthale bei Niederbronn [2]). Wir haben oben denselben Horizont als oberen Abschluss des Oberrotliegenden im Schwarzwald und im Odenwald erwähnt. Dieser Dolomit- und Carneol-Horizont darf nicht etwa als ein Aequivalent des Zechsteins angesehen werden: denn — ganz abgesehen von der ganz verschiedenen petrographischen Ausbildung — haben wir gesehen, dass östlich von Darmstadt (bei Zeilhard) der Dolomit- und Carneol-Horizont im obersten Rotliegenden auftritt und nahe dabei im hinteren Odenwald noch der Zechstein mächtig entwickelt ist. Der Zechstein ist in den Gebieten des Oberrheines entweder gar nicht zur Ablagerung gelangt oder seine Schichten sind vor dem Absatz des Bunten Sandsteins vollständig denudiert worden; die stets gefurchte und mehr oder weniger stark zerstörte Oberfläche des Oberrotliegenden dürfte vielleicht eher auf die zweite Möglichkeit hindeuten.

Auch am Ostrande der Haardt erscheinen die grobkörnigen Arkosesandsteine, Konglomerate und roten Schieferletten der Oberrotliegenden Stufe zwischengelagert zwischen die steilgestellten Schichten des Grundgebirges und den flach aufliegenden Bunten Sandstein: so finden wir das Oberrotliegende in den Thalausgängen bei Weissenburg, bei Landau und bei Neustadt, häufig unterlagert von Melaphyrdecken; Gümbel kennt aus den Profilen am Bahntunnel oberhalb Neustadt auch den Dolomit-Horizont, welcher am Ostrande der Haardt, ebenso wie in den übrigen Randgebirgen der oberrheinischen Tiefebene und im Saar-Nahe-Gebiete das Obere Rotliegende begrenzt gegen die in der Regel übergreifend auflagernden roten Schieferletten des Unteren Buntsandsteins [3]).

---

[1]) A. Daubrée, Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin. Mit Karten und Profilen. Strassburg 1852.

[2]) R. Lepsius, Ueber den bunten Sandstein in den Vogesen, seine Zusammensetzung und Lagerung, in Zeitschr. deutsch. geol. Gesellsch., 27. Bd., S. 86—89. Berlin 1875.

[3]) W. Gümbel, Geognostische Verhältnisse der Pfalz, aus „Bavaria" IV. Bd., 2. Abtlg., S. 43. München 1865. — Auch W. Benecke erwähnt den oberen Dolomithorizont des Oberrotliegenden aus der Umgegend von Weissenburg, in Mittlg. für die geol. Landesuntersuchung von Elsass-Lothringen, I. Bd., Heft 1. S. IX. Strassburg 1886. — A. Leppla, Ueber den Buntsandstein im Haardtgebirge, Sep.-Abdr. aus den Geognostischen Jahresheften der königl. bayrischen geologischen Landesaufnahme, Bd. 1, S. 38—64, Kassel 1889, berichtet S. 60, dass er am Hohenberge südlich Albersweiler bei Landau in Schichten, die bisher dem Unteren Buntsandstein zugerechnet wurden, „Ueberreste mariner Bivalven in nicht besonders günstiger Erhaltung" aufgefunden habe; diese Bivalven sind von L. v. Ammon als Zechstein-Fossilien bestimmt worden. Diese wichtige Entdeckung bedarf noch einer weiteren Erörterung.

3) Das Triassystem.

Ueber die azoischen und paläozoischen Schichtensysteme des Grundgebirges am Oberrhein legen sich in übergreifender und meist auch in diskordanter Lagerung flach auf die drei Abteilungen des Triassystemes: der Bunte Sandstein, der Muschelkalk und der Keuper. Wir sehen die Triasdecken sich über ausgedehnte Landstrecken des südlichen und mittleren Deutschland ausbreiten: die älteste Abteilung, der Bunte Sandstein, umzieht zunächst die aufragenden Horste des Grundgebirges in den westlichen Teilen der Vogesen, in der Haardt, in den östlichen Gebieten des Schwarzwaldes und des Odenwaldes und in deren nördlicher Fortsetzung im Spessart und im hessischen Waldgebirge; dann folgen die niederen Plateauflächen des Muschelkalkes in Lothringen, in Schwaben und in Franken; endlich die sanft welligen, wasserreichen Keuperhöhen, deren waldreiche Strecken sich am breitesten auslegen zwischen Neckar und Main.

Viele Anzeichen deuten darauf hin, dass das krystalline Grundgebirge, wie wir es in den aufgekippten Randgebirgen zu beiden Seiten der oberrheinischen Tiefebene zu Tage treten sehen, auch unter diesen grossen Triasgebieten westlich der Vogesen unter den burgundischen Landen hindurchgeht bis zum Centralplateau von Frankreich, östlich des Schwarzwaldes die schwäbischen und fränkischen Triastafeln unterteuft, bis es am Ostrande des Gebirgssystemes im Böhmerwalde, im Fichtelgebirge und im Thüringerwalde wieder an der Erdoberfläche erscheint. Im scharfen Gegensatz gegen das zusammengefaltete, azoische und paläozoische Grundgebirge, dessen Streichen im Sinne des niederrheinischen Gebirgssystemes in Nordost verläuft, lagern die Triasschichten in Deutschland in Tafeln, Schollen und Stufen, so dass wir von einer lothringischen, einer schwäbischen und fränkischen Tafel- und Stufenlandschaft zu sprechen haben. Von den oft hocherhobenen Buntsandsteinflächen der Vogesen und des Schwarzwaldes brechen die Triastafeln allseits in die Tiefe nieder, zur Rheingrabenversenkung hin in raschem Sturze, oft mit steil einfallender Schichtenstellung —, nach Lothringen und Schwaben hin mit vielfach und immer in demselben Sinne wiederholten Verwerfungssprüngen derartig, dass die Triasstufen, je weiter sie sich von den Randgebirgen entfernen, um so tiefer einsinken, in ungleich grosse Tafeln zerschellt, deren jede einzelne in der Regel eine nach aussen geneigte Lage erhalten hat.

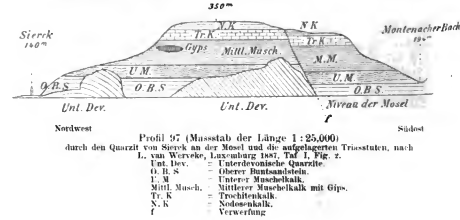
Wir werden die Trias in diesen weiten Landstrecken des südlichen und mittleren Deutschlands am besten durch die Schichtenprofile kennen lernen, die wir nach der Reihe im Westen beginnend, in Lothringen, im Elsass, im Schwarzwalde, in Schwaben, in Franken und in dem hessischen Waldgebirge angeben werden. Die Ausbildung der einzelnen Triasstufen ist in diesen Landen, ebenso wie die Lagerung der Triastafeln, im allgemeinen eine recht gleichförmige. Sie unterscheidet sich aber in wesentlichen Punkten, und zwar ganz besonders in dem Charakter der oberen Abteilung, von derjenigen Triasfacies, welche als die „alpine“ Facies bezeichnet worden ist; die deutsche Trias muss im Vergleich zur alpinen Trias, deren weiteste Verbreitung auf

der Erde in den letzten Jahren mehr und mehr nachgewiesen wurde, als eine nur schwach entwickelte und fossilarme bezeichnet werden. Dafür birgt unsere deutsche Trias grosse Schätze in ihren mächtigen Steinsalzlagern und ihren reichen Galmeilagerstätten; auch bleibt ihr der Ruhm, als die erste unter ihren Genossinnen auf das genaueste studiert und untersucht worden zu sein, ja im Verein mit der deutschen Dyas am meisten beigetragen zu haben zum ersten Aufschwunge der geologischen Wissenschaft in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts; daher denn auch die deutschen, ursprünglich bergmännischen Bezeichnungen der Dyas- und Triasabteilungen, die Namen Rotliegendes, Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper allgemeinen Eingang in die Wissenschaft gefunden haben und in allen Sprachen genannt werden, auch die deutsche Einteilung ihrer Schichtenstufen massgebend geblieben ist selbst für die ausserdeutsche Ausbildung der permischen und triasischen Schichtensysteme.

a. Die Trias in Elsass-Lothringen.

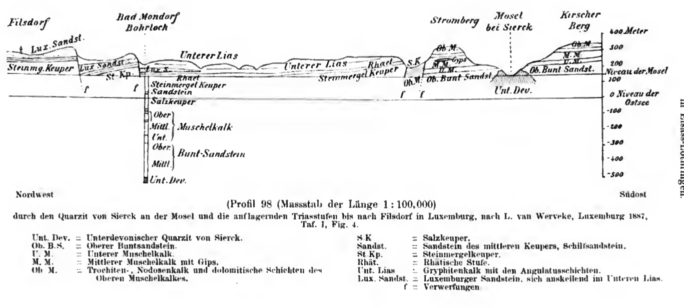
Vom Südrande der Ardennen und aus der Trierer Bucht (siehe oben S. 170) zieht sich die Trias durch Luxemburg und durch Lothringen auf der Westseite der Vogesen in breiten Flächen hindurch bis an die burgundische Grenze; der grösste Teil der Haardt und die nördlichen Vogesen bestehen aus Buntem Sandstein; in der Zaberner Bucht und längs des ganzen Ostrandes vom Belchenstocke hängen Schollen der triasischen Schichten und tauchen unter das Diluvium der Rheinebene.

In den westlichen Gebieten von Luxemburg und Lothringen lagern sich die Stufen des französischen Jura über den Keuper, während die beiden unteren Abteilungen der Trias sich in diesen Westmarken des Reiches allmählich auskeilen. Wir erwähnten bereits oben, dass die Triasschichten am Südrande der Ardennen eine Uferfacies besitzen, die uns anzeigt, dass die Ardennen wohl zum grösseren Theile über das Triasmeer aufragten. Bei Sierck an der Mosel, an der nördlichen Grenze von Lothringen, liegt nur noch der obere Buntsandstein über dem devonischen Grundgebirge, wie die beistehenden Profile 97 und 98 zeigen.



Profil 97 (Massstab der Länge 1 : 25,000)
durch den Quarzit von Sierck an der Mosel und die aufgelagerten Triasstufen, nach L. van Werveke, Luxemburg 1887, Taf I, Fig. 2.

Unt. Dev. = Unterdevonische Quarzite.
O. B. S = Oberer Buntsandstein.
U. M = Unterer Muschelkalk.
Mittl. Musch. = Mittlerer Muschelkalk mit Gips.
Tr. K = Trochitenkalk.
N. K = Nodosenkalk.
f = Verwerfung



(Profil 98 (Massstab der Länge 1 : 100,000)

durch den Quarzit von Sierck an der Mosel und die auflagernden Triasstufen bis nach Filsdorf in Luxemburg, nach L. van Werveke, Luxemburg 1887, Taf. 1, Fig. 4.

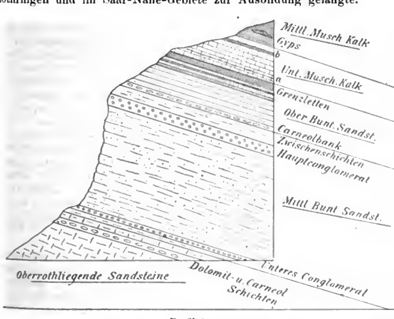
Unt. Dev.	= Unterdevonischer Quarzit von Sierck.		S.K	= Salzkeuper.
Ob. B.S.	= Oberer Buntsandstein.		Sandst.	= Sandstein des mittleren Keupers, Schilfsandstein.
U. M.	= Unterer Muschelkalk.		St Kp.	= Steinmergelkeuper.
M. M.	= Mittlerer Muschelkalk mit Gips.		Rhät.	= Rhätische Stufe.
Ob. M.	= Trochiten-, Nodosenkalk und dolomitische Schichten des Oberen Muschelkalkes.		Unt. Lias	= Gryphitenkalk mit den Angulatusschichten.
			Lux. Sandst.	= Luxemburger Sandstein, sich auskeilend im Unteren Lias.
			f	= Verwerfungen

Von Ettelbrück in Luxemburg aus nach Westen verschwinden nacheinander und allmählich die Abteilungen des Bunten Sandsteins und des Muschelkalks zwischen dem Devon und dem Keuper. Von hier aus in einer geraden Linie nach Süden über die Stadt Luxemburg, über Metz, Nancy bis nach Vésoul in der Haute-Saône haben wir uns die Westgrenze des über ganz Deutschland ausgebreiteten Meeres zu denken, in welchem sich der Bunte Sandstein und der Muschelkalk absetzten; westlich dieser Linie erhob sich ein französischer Kontinent. Wie im Norden längs der Ardennen, so können wir auch im Süden unseres Gebietes in den lothringisch-burgundischen Grenzlanden das Auskeilen der Bunten Sandstein- und Muschelkalkstufen direkt konstatieren: noch bei Plombières lagert eine schon wenig mächtige Zone von Vogesensandstein über der Gneissgrundlage; etwas weiter westlich im Quellgebiete der Saône bei Monthureux ruht der obere Bunte Sandstein unmittelbar auf dem Gneiss; bald verschwindet auch der Muschelkalk und über der kleinen Granitinsel an den Quellen des Saulon südöstlich von Langres liegt nur noch der Keuper unter dem Lias. Auch am Nordostrande des Centralplateaus von Frankreich, im Morvan, wo zunächst wieder unter der Juradecke der Hochflächen von Langres das krystalline Grundgebirge auftaucht, fehlen die beiden unteren Abteilungen des Trias, so dass also nur das Keupermeer die Westgrenzen von Lothringen überschritten hatte.

Die untere Grenze des Bunten Sandsteines ist in den Teilen der Vogesen und in der Haardt, in welchen Oberrotliegende Sandsteine über dem Grundgebirge sich ablagerten, nicht immer leicht zu ziehen, weil der Zechstein in diesen linksrheinischen Gebieten fehlt. Doch haben wir oben gesehen, dass einmal der Dolomit- und Carneolhorizont im obersten Oberrotliegenden hier überall verbreitet ist und uns einen Anhalt bei der Abtrennung bietet; zweitens ist häufig die lange Pause in den Meeresabsätzen zwischen dem Oberrotliegenden und dem Bunten Sandstein dadurch gekennzeichnet, dass die Oberfläche der Oberrotliegenden Sandsteine ausgefurcht und teilweise zerstört ist, wie dies besonders Ch. Vélain für die Rotliegenden Becken in den Vogesen hervorhebt. Drittens erweisen die mehr oder weniger eckigen, gröberen Gesteinsmaterialien der Arkosesandsteine und der Konglomerate des Oberrotliegenden stets ihre Abstammung von Gesteinen, die in der Nähe anstehen; es sind lokale Gebilde, während die Materialien des Bunten Sandsteines ihre Herkunft aus grösserer Ferne niemals verleugnen können: die Gerölle ihrer Konglomerate bestehen vorherrschend aus rund und glatt abgeriebenen Quarzen und Quarziten, Gerölle von Graniten, Gneissen oder Porphyren finden sich selten; so grobkörnige Arkosesandsteine, wie sie das Oberrotliegende charakterisieren, kommen im Bunten Sandstein gar nicht vor. Kurz, der Unterschied zwischen beiden Gebilden besteht im wesentlichen darin, dass die Oberrotliegenden Becken immer lokal beschränkte autochthone Ablagerungen, die Bunten Sandsteine aber ein über die weitesten Landstrecken gleichförmig verbreitetes internationales Schichtensystem darstellen.

Die Gebirge am Oberrhein, Vogesen, Haardt, Schwarzwald und Odenwald, und die Tiefebene zwischen denselben existierten während

der ganzen mesozoischen Zeiten noch nicht; das Triasmeer überdeckte vollständig auch die höchsten Berge des alten paläozoischen Kontinentes. Wir finden daher im allgemeinen eine grosse Uebereinstimmung in dem Charakter der links- und rechtsrheinischen Trias. Nur solche Abweichungen sind zu konstatieren, welche ihren Grund darin finden, dass der französische Triaskontinent dem elsass-lothringischen Triasmeere näher lag als den rechtsrheinischen Meeresgründen: daher schwillt der Bunte Sandstein in den Vogesen im ganzen mächtiger an, enthält mächtigere Konglomerate und zeigt im allgemeinen auch ein etwas gröberes Quarzkorn, als der Bunte Sandstein im Schwarzwalde; daher ebenfalls die Sandsteinfacies des Unteren Muschelkalkes, des von E. Weiss benannten „Muschelsandsteines“, wie sie nur in Elsass-Lothringen und im Saar-Nahe-Gebiete zur Ausbildung gelangte.



Profil 99

(schematisches **Profil durch die Schichten des Bunten Sandsteines in den Vogesen, nach W. Benecke, Trias 1877, S. 539).**

Oberrotliegende Sandsteine als Liegendes, darin **nahe der oberen Grenze Schichten mit Dolomit und Carneolknauern.**

Mittlerer Bunter Sandstein:
1) Nahe der unteren Grenze ein Konglomerat, **das aber nur im Saargebiet konstant durchgeht**
2) Hauptbuntsandstein oder Vogesensandstein.
3) Hauptkonglomerat.
4) Zwischenschichten.

Oberer Bunter Sandstein:
1) Dolomit- und Carneolbank an der unteren Grenze.
2) Voltziensandstein.
3) Grenzletten.

Unterer Muschelkalk:
als Muschelsandstein ausgebildet, darin:
a. Trochitenbänkchen, nahe der unteren Grenze.
b. Dolomitische Mergel mit Myophoria orbicularis im oberen Horizonte.

Mittlerer Muschelkalk:
Bunte Thonletten mit Gips

Die triasischen Stufen in Elsass-Lothringen besitzen die folgenden charakteristischen Eigenschaften [1]) (siehe die Uebersichtstafeln IV—VI).

Der Bunte Sandstein (siehe das umstehende Profil 99) verleiht dem nördlichen Teile der Vogesen und der Haardt ein besonderes Gepräge: tief eingeschnittene schmale Thäler winden sich durch das waldreiche Sandsteingebirge und entblössen in ihren steilen Gehängen die meist horizontal gelagerten Schichten der roten Sandsteine; wie Bastionen ragen die festeren Schichten des Sandsteines aus den Berggehängen hervor, an deren Fuss sich häufig ein Trümmermeer von herabgestürzten Blöcken ausbreitet; die Stirn der Berge wird nicht selten gebildet von der lange der Zerstörung trotzenden mächtigen Zone der Hauptkonglomerate: so am Odilienberg und Mennelstein, deren sogenannte „Heidenmauer“ aus rohbehauenen Konglomeratblöcken besteht, so am Katzenberg und Schneeberg und auf den Höhen bei Zabern und Niederbronn. In zahlreichen Fällen wurden die durch Erosion isolierten, allseits schroff abstürzenden Sandsteinkegel zur Anlage von Burgen benutzt; die zernagten Klötze des Sandsteines lassen sich oft kaum unterscheiden von den Burgruinen, deren Gemäuer aus dem anstehenden Gesteine gefügt, auf und zwischen die Sandsteinfelsen hinein gebaut wurden: so die schönste und grösste Burgruine des Elsasses, die stolze Hohkönigsburg bei Schlettstadt, von deren hoher Zinne der Blick weit hinüberschweift über die fruchtbaren Gelände der Rheinebene; so die Ruinen Hohbarr bei Zabern, die Wasenburg bei Niederbronn und die berühmten Burgen in der Haardt, Trifels, Drachenfels, das Dahner Schloss, die Wegelnburg, der Wasgenstein und andere; endlich die Festungen Pfalzburg und Bitsch. Auch auf den höchsten Flächen des Belchenstockes hat die Erosion noch eine ganze Anzahl von Sandsteinresten zurückgelassen, von denen wir nennen: le Haut du Roc 1016 m bei Saulxures, der Hohnack 976 m bei Türkheim, der Tännichel 733 m bei Rappoltsweiler, der Ungersberg 904 m bei Weiler, der Climont 974 m bei Saales etc.

Der Untere Bunte Sandstein fehlt in Elsass-Lothringen vollständig, gerade wie der Zechstein. Die bei weitem grösste Masse des Buntsandsteins nimmt in den Vogesen die mittlere Stufe ein, der Hauptbuntsandstein, oder wie ihn der verdienstvolle elsässische Geologe Ph. Voltz [2]) und nach ihm die französischen Geologen [3]) nannten, „Vogesen-Sand-

[1]) W. Benecke, Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg, in Abhandl. zur geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. I. Heft 4. Mit zwei geologischen Kartenskizzen und Profilen. Strassburg 1877. — E. Schumacher. G. Steinmann und L. van Werveke, Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringen. Mit geologischer Uebersichtskarte im Massstabe 1 : 60,000 und mit Profilen. Strassburg 1887. — G. Bleicher, Guide du Géologue en Lorraine. Paris 1887. — L. van Werveke, Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg. Mit geologischer Uebersichtskarte im Massstabe 1 : 80,000 und mit Profilen. Strassburg 1887.

[2]) Ph. Voltz, Géognosie des deux départements du Rhin, in Aufschlager. Nouvelle description de l'Alsace. Strassburg 1826—1828.

[3]) H. Hogard, Description minéralogique et géologiques des régions granitique et arénacée des Vosges. Avec Atlas de 12 feuilles et une carte géologique. Epinal 1837. — A. Dufrénoy et Elie de Beaumont, Explication de la carte géologique de France. tome I, pag. 267, chap. V: Les Vosges. Paris 1841.

stein" (Grès des Vosges); es sind meist recht dickbankige Sandsteine, selten mit dünnen Zwischenlagen von roten Thonletten, gewöhnlich von hellroter Farbe; das Korn dieser Sandsteine ist in der Regel ein reines Quarzkorn, eckige und halb abgerundete, durchsichtige oder weissliche Quarzsplitter liegen fast ineinander gepresst, zuweilen ohne jedes Bindemittel, häufig durch sekundär infiltrierte Kieselsäure verzementiert: diese sehr harten und spröden Quarzsandsteine glitzern lebhaft im Sonnenlicht durch Reflex der Facetten der vielen kleinen sekundären Quarzkryställchen, welche die Hohlräume zwischen den Quarzkörnern des Sandsteines austapezieren. Wegen ihrer Festigkeit wurden diese Quarzsandsteine beim Bau des Strassburger Münsters in den Fundamenten und in dem starken Mauerwerk des älteren romanischen Teiles benutzt, während die weicheren Thonsandsteine des Oberen Bunten Sandsteines für die zahlreichen ornamentierten und kannelierten Werksteine der Gothik in der Bauhütte des Strassburger Münsters Verwendung fanden; denn für feineren Behau sind die Quarzsandsteine zu spröde [1]).

Vielfach findet man die Schichtflächen im Vogesensandstein bedeckt mit Wellenfurchen und Trockenleisten; wir müssen aus dieser sich so häufig wiederholenden Erscheinung den gewichtigen Schluss ziehen, dass der Hauptbuntsandstein der Vogesen in einem flachen Meere abgelagert wurde, und dass derselbe seine grosse Mächtigkeit von 400 m demnach nur durch eine fortdauernde Senkung des Untergrundes erlangen konnte. Auch rote Thongallen liegen häufig auf den Schichtflächen und mitten im Sandstein. Die grobkörnigen Bänke des Vogesensandsteins führen sehr wenig Glimmer, im Gegensatz zu den glimmerreichen Schichten des Voltziensandsteins.

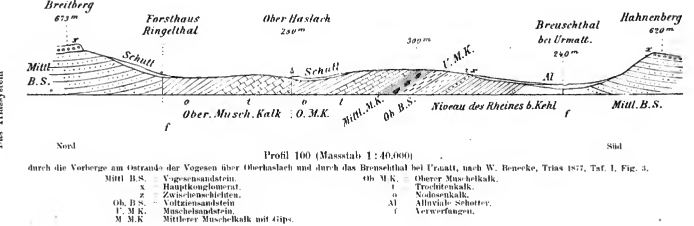
Bisher konnte nur ein Horizont in dem mächtigen Schichtencomplexe des mittleren Buntsandsteins in den Vogesen unterschieden werden: das sind die allerorts in diesem Gebirge in die Augen fallenden Konglomerate, welche sich 10—12 m unter der „Karneolbank", der Grenzschicht des Oberen Bunten Sandsteins, gleichförmig hindurchziehen [2]); die 10—12 m mächtigen Sandsteinbänke über dem Hauptkonglomerat bilden in ihrer petrographischen Ausbildung den Uebergang zwischen dem grobkörnigen, dickbankigen Hauptbuntsandstein und den glimmerreichen Thonsandsteinen des Oberen Bunten Sandsteins, und Benecke nannte daher diesen obersten Horizont des mittleren Bunten Sandsteins die „Zwischenschichten".

Das Hauptkonglomerat besitzt in den Vogesen eine Mächtigkeit von ca. 10 m; gegen Norden zu nimmt es an Mächtigkeit ab, so dass es in der Haardt weniger scharf hervortritt. Es enthält fast ausschliess-

[1]) Die Steine znm Münsterbau und zum Vauban'schen Festungsbau stammen zumeist aus den seit alter Zeit betriebenen Steinbrüchen im Kronthale unterhalb Wasselnheim, am Vogesenrande westlich von Strassburg gelegen; für den Steintransport liess Vauban nach dem Jahre 1681 den Breuschkanal von Bad Sulz im Mossigthale bis Strassbnrg herstellen.

[2]) R. Lepsins. Ueber den Bunten Sandstein in den Vogesen, seine Zusammensetzung nnd Lagerung, mit Profilen, in Zeitschr. deutsch. geologischen Gesellschaft Bd. XXVII. S. 83—103. Berlin 1875.



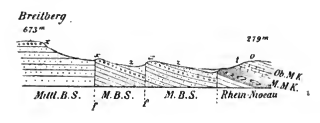


Profil 100 (Massstab 1 : 40.000)

durch die Vorberge am Ostrande der Vogesen über Oberhaslach und durch das Breuschthal bei Urmatt, nach W. Benecke, Trias 1877, Taf. I, Fig. 3.

Mittl B.S.	= Vogesensandstein.	Ob M.K.	= Oberer Muschelkalk.
x	= Hauptkonglomerat.	t	Trochitenkalk.
z	= Zwischenschichten.	o	Nodosenkalk.
Ob. B.S.	= Voltziensandstein	Al	Alluviale Schotter.
U. M.K.	Muschelsandstein.	f	Verwerfungen.
M. M.K	Mittlerer Muschelkalk mit Gips.		

lich Quarzgerölle, rundgewaschene Kiesel, die durch ihre grosse Härte am längsten der Zerreibung widerstanden. Auch zerquetschte Kieselgerölle und die merkwürdigen angefressenen Quarzgerölle findet man in diesen Konglomeraten, z. B. in der Gegend nördlich von Gebweiler im Oberelsass; hier liegen auch die grössten Gerölle bis zu 25 cm Durchmesser (z. B. in den Steinbrüchen bei Bühl, oberhalb Gebweiler), während die Gerölle im Hauptkonglomerat im allgemeinen nur eine durchschnittliche Grösse von 5—8 cm erreichen. Ebenso wie die Sandsteine, so ist auch das Hauptkonglomerat häufig mit sekundärer Kieselsäure infiltriert, und sind die Quarzgerölle mit kleinen glitzernden Quarzfacetten überkleidet; daher erlangen die Konglomerate eine grosse Festigkeit und krönen nur deswegen so häufig die Bergstirnen, weil sie der Denudation durch ihre Festigkeit länger Trotz bieten konnten, als die Sandsteine (siehe Profil 100 und 101). Neben den Quarz- und Quarzitgeröllen ist höchst selten einmal ein abgeschliffenes Stück verwitterten Granites, von Grauwacken oder von anderen Gesteinen in den Konglomeraten zu bemerken.



Nord Süd

Profil 101 (Massstab 1 : 40.000)

durch die Vorberge am Ostrande der Vogesen bei Flexburg nördlich von Mutzig im Breuschthale, nach W. Benecke, Trias 1877, Taf. I Fig. 7.

Dieses Profil zeigt den Stufenabbruch der Triasschichten am Ostrande der Vogesen.

Mittl. B.S = Vogesensandstein
x = Hauptkonglomerat.
z = Zwischenschichten.
M. M.K. = Mittlerer Muschelkalk mit Gips.
O. M.K = Oberer Muschelkalk.
t = Trochitenkalk.
o = Nodosenkalk.
f = Verwerfungen.

Wenn in einem rötlichen Quarzitgerölle des Vogesensandsteines aus dem Jägerthal bei Niederbronn einst ein Spirifer macropterus, ein Leitfossil des Unterdevon, entdeckt wurde, so darf daraus nicht geschlossen werden, dass das Gesteinsmaterial des Vogesensandsteines aus dem niederrheinischen Schiefergebirge, etwa aus dem Hunsrück herstamme, da auch das paläozoische Grundgebirge von Frankreich genug unterdevonische Quarzite enthält. Ausser dem Hauptkonglomerat gibt es in den Vogesen keine andere bevorzugte Konglomeratzone im Bunten Sandstein, obschon einzelne Gerölle und auch Geröllstriche häufig genug in allen Zonen des Bunten Sandsteines vorkommen.

Wie für den ganzen Oberrhein, so ist auch für die Vogesen die „Karneolbank“ eine überall verbreitete und durchgehende Zone, mit welcher wir am besten den Oberen Bunten Sandstein beginnen; die glimmerreichen, oft recht dünnschichtigen Thonsandsteine dieser Stufe enthalten in den oberrheinischen Gebirgen recht häufig dünne, rasch auskeilende Bänke oder Schnüre und Knollen oder auch nur ein Zement von Dolomit; aber nur die untersten Schichten führen neben dem Dolomit auch noch Reihen von Carneolknauern (roten Jaspis), von ähnlicher Beschaffenheit wie in den obersten Horizonten des Oberrotliegenden.

Diese obere Stufe des Bunten Sandsteines wurde für die Vogesen „Voltziensandstein“ genannt, nach den Pflanzenresten, welche gelegentlich in diesen Schichten anzutreffen sind; er ist durch ganz Elsass-Lothringen und die Pfalz ziemlich gleichförmig ausgebildet und besteht in seiner Mächtigkeit von 25—30 m zum grösseren Teil aus rotem und weissem gutem Bau- und Ornamentsandstein, feinkörnigen, leicht zu verarbeitenden Thonsandsteinen, zwischen denen sich häufig Schieferletten einschalten. Gegen oben mehren sich die Schieferthone, und konzentrieren sich schliesslich in einem ziemlich konstanten Horizonte von „Grenzletten“, über dem wir den Muschelkalk beginnen.

In der Haardt ist der Charakter des Bunten Sandsteines ein ganz ähnlicher wie in den Vogesen [1]); jedoch kam hier auch der Untere Buntsandstein zur Ablagerung. Wenn es richtig ist, dass der untere Teil derjenigen roten thonigen Sandsteine und Schiefer, welche bisher dort zu dieser unteren Stufe des Buntsandsteines gerechnet wurden, als ein Aequivalent des Zechsteins anzusehen ist, wie es A. Leppla glaubt, so würde es kaum möglich sein, in der Haardt eine scharfe Grenze zwischen dieser Sandsteinfacies des Zechsteins und dem Unteren Bunten Sandstein zu ziehen. Die Mächtigkeit der roten Sandsteine und Schieferletten zwischen dem Oberrotliegenden und dem Hauptbuntsandstein in der Haardt schwankt nach A. Leppla in ziemlich weiten Grenzen (50—160 m); für den Hauptbuntsandstein gibt A. Leppla eine Mächtigkeit von ca. 350 m an; für den Oberen Buntsandsein eine solche von 65—70 m, wobei zu berücksichtigen ist, dass A. Leppla die „Zwischenschichten“ Benecke's über dem Hauptconglomerat zum Oberen Bunten Sandstein rechnet. Im vorderen Teil der Haardt scheint der Dolomit- und Karneolhorizont, mit welchem wir den Oberen Bunten Sandstein beginnen, zu fehlen; derselbe wird aus der Gegend von Forbach bei Saarbrücken schon von Elie de Beaumont erwähnt.

An der unteren Grenze des Hauptbuntsandsteines in der Haardt erscheint ziemlich konstant eine untere Konglomeratzone, welche neben

[1]) W. Gümbel, Geognostische Verhältnisse der Pfalz, in Bavaria Bd. IV. 2. Abtlg. München 1865. — W. Benecke, Ueber den Buntsandstein der Gegend von Weissenburg, in Mitteilungen der Kommission für die geologische Landesuntersuchung von Elsass-Lothringen, Bd. 1. S. IX. Strassburg 1886. — A. Leppla, Ueber den Buntsandstein im Haardtgebirge, in Geognostische Jahreshefte der königlich bayrischen geologischen Landesaufnahme Bd. 1, S. 39. München 1889

den stets vorherrschenden Quarz- und Quarzitgeröllen auch Gerölle von Granit, Gneiss, Quarzporphyr enthält, gerade wie im Schwarzwalde. Im übrigen ist die Beschaffenheit des mittleren und oberen Buntsandsteines in der Haardt die gleiche, wie in den Vogesen, nur ist das Hauptkonglomerat weniger mächtig und weniger scharf begrenzt, als in den elsässischen Bergen.

An organischen Resten mangelt es dem Bunten Sandstein im allgemeinen; der Vogesensandstein hat bisher noch keine Spur von Versteinerungen geliefert — seine grob- und scharfkörnigen Sande und groben Konglomerate sind ja auch gerade nicht sehr geeignet für Erhaltung von Organismen. In den Zwischenschichten der Vogesen fanden sich Saurier- und Fischreste, einzelne Bänke waren ganz erfüllt mit Knochenfragmenten, Zähnen und Schuppen von

Nothosaurus Schimperi H. von Meyr. Bad Sulz.
Menodon plicatus H. von Meyr. Bad Sulz.
Placoduszähne.
Odontosaurus Voltzi H. von Meyr. Bad Sulz.
Mastodonsaurus Waslenensis H. von Meyr. Kronthal bei Wasselnheim.
Chelonichium Vogesiacum Schimp. Fährten im Sandstein aus dem Jägerthal bei Niederbronn.
Semionotus sp.
Labyrinthodontenschild, Liebfrauenberg bei Wörth.

Im Voltziensandstein der Vogesen sind Reste von Tieren selten, häufiger sind Reste von Pflanzen; von solchen führen wir hier an:

a) Tiere:

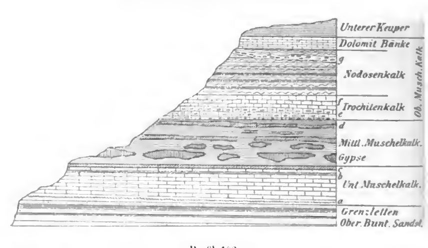
Galathea audax H. von Meyr. Bad Sulz.
Gebia obscura H. von Meyr. Bad Sulz.
Apudites antiquus Schimp. Bad Sulz.
Limulus Bronni, Schimp. Wasselnheim.
Estheria minuta Bronn.
Lingula sp.
Natica Gaillardoti Lefr.
Panopaea Alberti Voltz.
Myoconcha gastrochaena Dunkr.
Myophoria vulgaris Schlth.
Gervillia socialis Schlth.
— costata Schlth.
Modiola recta Voltz.

b) Pflanzen[1]):

Albertia latifolia Schimp.
— elliptica Schimp.

[1]) W. Schimper et A. Mougeot. Monographie des plantes fossiles du grès bigarré de la chaîne des Vosges. Leipzig 1844.

Voltzia heterophylla Brong.
Aethophyllum speciosum Schimp.
Equisetum Mougeoti Brong.
— Brongniarti Schimp.
Caulopterius tesselata Schimp.
Anomopteris Mougeoti Broug.
Neuropteris grandifolia Schimp.
Pecopteris Sulziana Brong.



Profil 102.

Schematisches Profil durch die Schichten des Muschelkalkes in Elsass-Lothringen, nach W. Benecke, a. a. O. 1877, S. 579.

Liegendes: Oberer Buntsandstein mit den Grenzletten.
Unterer Muschelkalk, als Muschelsandstein ausgebildet; nahe seiner unteren Grenze eine Bank mit Trochiten (a); oben (b) bituminöse Mergel, Sandsteine und Dolomite mit Myophoria orbicularis; zum Schluss häufig eine mächtigere Dolomitbank (c).
Mittlerer Muschelkalk; unten bunte Schieferletten und Mergel mit Gips; oben Dolomite, Zellenkalke, Hornsteine; zum Schluss (d) ebenflächige Mergelschiefer mit Lingula.
Oberer Muschelkalk:
1) Trochitenkalk; unten (e) Oolith und Hornstein, oben (f) graue Kalksteine mit Trochiten
2) Nodosenkalk; oben (g) mit Terebratel- und Austernbänken.
3) Dolomitische Bänke.
Hangendes: Unterer Keuper.

Die Mehrzahl dieser fossilen Thier- und Pflanzenreste der Zwischenschichten und des Voltziensandsteines stammt aus den Steinbrüchen im Mossigthale unterhalb Wasselnheim und beim Bad Sulz in den Vorbergen am Ostrande der Vogesen westlich von Strassburg; es ist damit nicht gesagt, dass in anderen Gegenden der Vogesen weniger Fossilien in diesen Schichten liegen; vielmehr war man dort nur aufmerksamer auf die Funde, und ist auch an keinem anderen Orte im Elsass der Steinbruchsbetrieb ein so bedeutender und langandauernder gewesen, als im Kronthale und bei Bad Sulz.

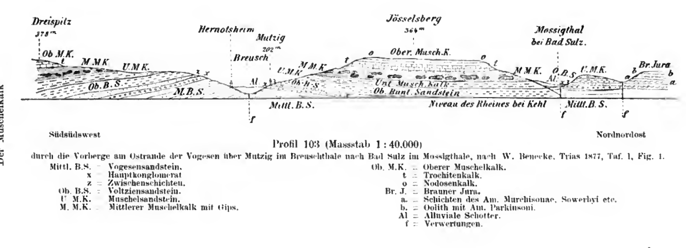
Der Muschelkalk in Elsass-Lothringen (siehe Profil 102 und die Uebersicht der Schichten des Muschelkalkes Tafel V) weicht von dem

Charakter dieser Triasabteilung im übrigen Deutschland dadurch ab, dass die untere Stufe desselben nicht als „Wellenkalk“, sondern wie im Saar-Nahegebiet als „Muschelsandstein“ ausgebildet ist; graue dolomitische Sandsteine, gelbliche Sandsteine und mergelige Kalke folgen hier in raschem Wechsel aufeinander in einer Mächtigkeit von ca. 40 m. Der Uebergang aus dem unterlagernden Voltziensandstein ist unmerklich; dicht über dem Grenzletten stellt sich häufig eine Bank ganz erfüllt mit Trochiten ein, mit der wir den unteren Muschelkalk beginnen können. Wegen seiner petrographischen Aehnlichkeit mit dem oberen Bunten Sandstein wurde der Muschelsandstein früher zu dieser Buntsandstein-Stufe hinzugerechnet; erst E. Weiss erkannte durch eine genauere Untersuchnng der in diesen Sandsteinen zahlreich enthaltenen Versteinerungen, dass hier nur eine abweichende und zwar eine litorale Facies des unteren Muscheskalkes vorliegt. An der oberen Grenze des Muschelsandsteins im Saar-Nahegebiet und in Elsass-Lothringen erscheinen constant einige Bänke von dolomitischer, sandiger oder kalkiger Beschaffenheit, erfüllt mit den Schalen der Myophoria orbicularis, ein Zweischaler, der in ganz Deutschland den oberen Horizont des unteren Muschelkalkes kennzeichnet. Auch die übrigen Versteinerungen des Muschelsandsteines in Elsass-Lothringen sind solche, wie wir sie aus dem deutschen unteren Muschelkalke kennen; eine reiche Fundstelle sind auch für diese Schichten die Steinbrüche im Mossigthale, besonders bei Sulzbad (siehe das umstehende Profil 103). Wir führen hier von Versteinerungen aus dem Muschelsandstein die häufiger vorkommenden an:

Pleurotomaria Albertiana Wissm.
Natica Gaillardoti Lefr.
Myacites gracilis Schimp.
Myoconcha gastrochaena Dnkr.
Myophoria vulgaris Schlth.
— laevigata Alb.
— orbicularis Bronn.
Gervillia socialis Schlth.
Modiola recta Voltz.
Mytilus vetustus Gldf.
Lima lineata Schlth.
— striata Schlth.
Pecten discites Schlth.
— laevigatus Schlth.
Terebratula vulgaris Schlth.
Spiriferina fragilis v. Buch.

Selten sind Cephalopoden (Ceratites Buchii Alb.), Saurier- und Fischreste; zuweilen finden sich auch schlecht erhaltene Pflanzentheile besonders von Voltzien).

Der mittlere Muschelkalk im Reichslande zeigt auch eine etwas abweichende Facies dieser Stufe, welche im mittleren Deutschland in der Regel aus dolomitischen Mergeln mit Anhydrit-, Gips- und Salzlagern



Profil 103 (Massstab 1 : 40.000)

durch die Vorberge am Ostrande der Vogesen über Mutzig im Breuschthale nach Bad Sulz im Mossigthale, nach W. Benecke, Trias 1877, Taf. 1, Fig. 1.

Mittl. B.S. = Vogesensandstein.
x = Hauptkonglomerat
z = Zwischenschichten.
Ob. B.S. = Voltziensandstein.
U. M.K. = Muschelsandstein.
M. M.K. = Mittlerer Muschelkalk mit Gips.

Ob. M.K. = Oberer Muschelkalk.
t = Trochitenkalk.
o = Nodosenkalk.
Br. J. = Brauner Jura.
a. = Schichten des Am. Murchisonae, Sowerbyi etc.
b. = Oolith mit Am. Parkinsoni.
Al = Alluviale Schotter.
f = Verwerfungen.

und aus grauen plattigen Kalken zusammengesetzt wird. Der untere, grössere Teil des mittleren Muschelkalkes in Elass-Lothringen besteht nämlich aus roten Thonen und bunten Mergeln mit linsenförmigen Gipslagern; nicht selten findet man auf den Schichtflächen der Mergel Pseudomorphosen nach Steinsalz, welche Reste uns erinnern an die mächtigen und ausgedehnten Steinsalzlager von Schwaben. Erst in der Höhe der Stufe erscheinen graue, bituminöse Mergel, plattige Dolomite und zellige Rauchwacken; in diesen Schichten scheidet sich stets Hornstein in Knollen und in länglichen, ellipsoidischen Massen aus, grau. weiss, selten rot gefärbt. Die obere Grenze dieser Stufe wird bezeichnet durch dünnplattige, weisse Mergel, die eine Lingula führen.

Wie gewöhnlich finden sich Versteinerungen in der mittleren Stufe des Muschelkalkes selten; erst in dem oberen Horizonte trifft man zuweilen organische Reste, und zwar neben Knochen von Sauriern und Schuppen von Fischen:

Chemnitzia Schlotheimi Quenst.
Myacites compressus Sdbg.
Corbula incrassata Mnstr.
Myophoria vulgaris Schlth.
Gervillia costata Schlth.
Pecten Albertii Gldf.
Lingula sp.

Der obere Muschelkalk endlich zeigt in Elsass-Lothringen eine grosse Uebereinstimmung mit demjenigen des mittleren Deutschlands; hier also sind die Einflüsse verschwunden, welche der unteren Trias der südwestlichen Grenzgebiete eine zum Teil eigenartige Facies erteilten. Die mächtigen, dickbankigen und festen Kalksteine dieser Stufe erzeugen oft steile Abstürze und steinigte Gehänge, oder stehen wie Bastionen aus den Bergflächen hervor, im Gegensatz zu den flachen Formen der weichen, leicht zerstörbaren Mergelschichten in den über- und unterlagernden Stufen. Mit den dichten grauen Kalksteinen, die überwiegen, erscheinen Dolomite, dolomitische Kalke und Mergel, wulstige, dünnschichtige Kalke und Schieferletten, auch Oolithe, glaukonitische Schichten und Kalke mit Hornstein-Ausscheidungen.

Nach dem petrographischen Charakter und dem faunistischen Inhalt lassen sich drei Zonen im oberen Muschelkalke unterscheiden:

1) Der Trochitenkalk trägt seinen Namen von dem massenhaften Vorkommen der Stielglieder von Encrinus liliiformis; zwischen den grauen, wulstigen Kalksteinen, weissen Oolithen und Mergeln zeichnen sich einige bis zu 1 m dicke Bänke aus, welche sich ganz aus den spätigen Trochiten zusammensetzen; auch Kronen des Encrinus liliiformis Lam. finden sich gelegentlich. Im übrigen ist der Trochitenkalk, wie gewöhnlich, arm an Versteinerungen; es kommen vor: Myophoria vulgaris Schlth., Corbula dubia Desh., Pecten discites Schlth. und Pecten Albertii Gldf. Wie weit sich eine Bank mit Spirifer fragilis Schlth., welche im mittleren Deutschland sich an der oberen Grenze des Trochitenkalkes verbreitet, in Elsass-Lothringen verfolgen lässt, bleibt noch zweifelhaft.

2) Nodosenkalk wird die mittlere Zone genannt nach dem überall in Deutschland in diesem Horizonte auftretenden Ceratites nodosus Haan. Dichte, graue Plattenkalke bilden die Hauptmasse des Nodosenkalkes. Als obere Grenze dürfen einige mächtige Kalksteinbänke, erfüllt mit Terebratula vulgaris und Ostrea ostracina, gelten. Diese Zone enthält in der Regel ziemlich viele Versteinerungen, die aus den festen Kalksteinen auswittern; wir führen die folgenden an:

Cidaris grandaeva Gldf.
Lingula tenuissima Bronn.
Terebratula vulgaris Schlth.
Ostrea ostracina Schlth.
Pecten discites Schlth.
— laevigatus Schlth.
Lima striata Schlth.
Gervillia socialis Schlth.
— costata Schlth.
Leda elliptica Gldf.
Myophoria vulgaris Schlth.
— laevigata Alb.
— Goldfussi Alb.
— elegans Dukr.
Pleurotomaria Albertina Gldf.
Natica gregaria Schlth.
Chemnitzia Schlotheimi Quenst.
Dentalium laeve Schlth.
Conchorhynchus avirostris Blumb.
Nautilus bidorsatus Schlth.
Ceratites (Ammonites) nodosus Haan.
— semipartitus Buch.
Pemphyx Sueuri Desm.
Zähne und Knochen von Sauriern (Nothosaurus).
Zähne von Fischen (Gybodus, Acrodus, Gyrolepis).

3) Die dolomitischen Schichten der oberen Zone bestehen aus dolomitischen Kalken, festen, halbkrystallinen grauen Kalksteinbänken und zähen Kalkmergeln; sie erreichen eine Mächtigkeit von 8—12 m. Organische Reste sind in diesen Schichten häufig, aber meist schlecht erhalten; einzelne Bänke sind reich an Fischzähnen und -Schuppen; zuweilen häufen sich Schalen von Cardinia (Anoplophora) lettica Quenst. zu Betten an; auch Lingula tenuissima Bronn und Estheria minuta Alb. kommen vor, neben Myophoria Goldfussi Alb. und Gervillia costata Schlth.

Der beginnende Keuper (s. Tafel VI) macht sich stets äusserlich kenntlich dadurch, dass auf den grauen steinigen Muschelkalkboden ein schwerer, grünlicher oder rötlicher Lehmboden folgt; weiche Oberflächenformen mit schmalen Wasserrissen charakterisieren die Keuperlandschaft. Zwischen den vorherrschenden dünnschichtigen Mergeln und bunten Letten lagern gelbliche Dolomitbänke, Steinmergel und Sandsteine, selten reine Kalksteine, wie sie im oberen Muschelkalk vorwiegen. Eine scharfe Grenze

gegen den Muschelkalk zu ziehen, ist nicht möglich, da dolomitische Schichten, wie sie die oberste Zone des Muschelkalkes zusammensetzen, auch im unteren Keuper liegen. Man fängt au, den Keuper da auf der Karte einzuzeichnen, wo die Plateauflächen über den steileren Muschelkalkabhängen beginnen. Die obere Grenze des Keupers ist mit grösserer Bestimmtheit gezogen durch die auflagernden Gryphitenkalke des unteren Lias (siehe das umstehende Profil 104).

Der untere Keuper heisst nach der lettigen, unreinen Kohle, die im mittleren Deutschland und ebenso in Elsass-Lothringen oft mit Pflanzenresten gelegentlich in dünnen Bänken und Schmitzen zwischen schwarzen Thonletten einlagern, Lettenkohlenstufe. Die Gesteinsmaterialien dieser 25—30 m mächtigen Stufe sind vorherrschend grünliche und rote Thone, die in grüne und schwarze, kohlige Thone übergehen; in denselben liegen einzelne graue Sandsteinbänkchen und scharfe Schichten von gelblichen Steinmergeln und dolomitischen Mergeln; auch Dolomitknollen und Zellendolomite durchziehen zuweilen die Thonletten. Den oberen Abschluss bilden stets einige deutlich hervortretende, 1—2 m mächtige Bänke von gelb verwitterndem Dolomit, der in Deutschland allgemein als Grenze gegen den mittleren Keuper angenommen ist und daher den Namen „Grenzdolomit“ erhalten hat; derselbe ist auch in der Regel erfüllt mit Molluskenschalen, währeud in den Thonen und Mergeln der übrigen Masse des unteren Keupers organische Reste nicht allzuhäufig vorkommen. Die Fauna dieser Stufe schliesst sich an diejenige des Muschelkalkes eng an, indem die bekannten Myophorien und Gervillien des Muschelkalkes auch hier am häufigsten auftreten; Myophoria Goldfussi Alb., dann Lingula tenuissima Bronn und Estheria minuta Alb., auch zahlreiche Abdrücke von Anoplophora (Cardinia) lettica Quenst. sind bezeichnend für die Lettenkohlenstufe in Elsass-Lothringen. Zähne von Fischen (Acrodus, Hybodus, Saurichthys) und Reste von Sauriern und Labyrinthodonten (Nothosaurus, Mastodonsaurus) trifft man im Grenzdolomit an. Die Pflanzenreste der Lettenkohlenschichten sind meist zu schlecht erhalten, um eine genauere Bestimmung zuzulassen; Scheiden von Equisetum arenaceum Brngt. sind allein kenntlich.

Die mächtigste Stufe ist diejenige des mittleren Keupers, der nach den vorherrschendeu vielfarbigen Thonen und Mergeln der bunte Keuper[1]) und nach den ständigen Einlagerungen von Gips, Anhydrit und Steinsalz auch der „Gipskeuper“ oder „Salzkeuper“ genannt wird. Benecke unterscheidet in dieser 80—100 m mächtigen Stufe eine untere Abteilung von bunten, meist roten Mergeln und Thonen mit linsenförmigen Einlagerungen und Stöcken von Gips und Steinsalz (siehe Profil 104) und eine obere Abteilung von bunten Mergeln und Gipsthonen. Zwischen beiden liegen Sandsteine von grauer oder gelber, oben rother Färbung, die in Schwaben als „Schilfsandstein“ nach den in ihnen vorkommenden Pflanzenresten bezeichnet werden; in Schwaben

[1]) Das Wort „Keuper“ bedeutet eigentlich bereits „bunter Keuper“ von der Vielfarbigkeit seiner Thone; dieses veraltete deutsche Wort kommt nur noch im „geköperten Zeuge“ = buntfarbiges Gewebe, in Anwendung.



Profil 104.

Schematisches Profil durch den Keuper in Elsass-Lothringen, nach W. Benecke, Trias 1877, S. 626.

Liegendes: Oberer Muschelkalk.

Unterer Keuper (Lettenkohlenstufe) mit Steinmergeln (st) und Sandsteinbänkchen (u); oben Grenzdolomit (gd).

Mittlerer Keuper:
- Untere bunte Mergel mit Steinsalz (x) und Gips (y)
- Keupersandstein (Schilfsandstein) (fs); in demselben und in dessen Nähe Kohlenschnitzen (z).
- Obere Bunte Mergel mit dem Hauptsteinmergel (hst), dem oberen Steinmergel (ost) und Gips (y).

Oberer Keuper (Rhätische Stufe) mit dem rhätischen Sandstein (rhn).

Hangendes: Lias (Gryphitenkalk).

hat dieser Keupersandstein freilich eine viel grössere Bedeutung, hier in Lothringen erreicht er in der Regel nur eine Mächtigkeit von 6—8 m, oft verschwindet er sogar gänzlich, zuweilen wird er aber auch 30—40 m mächtig. Ueber diesem Sandstein folgen 2—3 m bunte Thone und darauf eine konstante Zone von hellgefärbten Steinmergelbänken, die Benecke als „Hauptsteinmergel" ausscheidet. Auch in den oberen bunten Mergeln zieht ziemlich regelmässig eine Steinmergellage hindurch, die „oberen Steinmergel". Da jedoch Steinmergelbänke durch die ganze Stufe des mittleren Keupers zwischen den vorwiegenden Thonletten lagern, so ist auf solche Horizonte nicht allzuviel Gewicht zu legen.

An einigen Orten von Lothringen, so bei Remilly, Vic, Dieuze[1]), schwellen die Steinsalz-, Gips- und Anhydritlager der unteren bunten Mergel zu grösserer Mächtigkeit an, so dass Bohrungen auf Steinsalz für die untere Abteilung des mittleren Keupers eine Mächtigkeit von 200—250 m ergaben; im Stephansschachte bei Dieuze wurden dreizehn Salzlager übereinander angetroffen, in einer Gesamtmächtigkeit von 50 m. Da wo die mittleren Keuperschichten über dem Niveau der Thäler lagern, ist natürlich das Steinsalz ausgelaugt worden, gerade wie in Schwaben; als letzte Spuren bleiben die bekannten Pseudomorphosen nach Steinsalzkrystallen allein übrig.

Der Gipskeuper enthält wie überall in Deutschland so auch in Elsass-Lothringen selten organische Reste; in den unteren bunten Mergeln wurde in Thoneisenknollen bei Belchen Estheria minuta gefunden. In den oberen Mergeln, besonders in den Steinmergelbänken, kommen zuweilen schlecht erhaltene Zweischaler und Gastropoden vor, und zwar Perna (?) Keuperiana Blanck, Crassatella (?), Natica turbilina Mstr., Natica (Amauropsis) arenacea Fraas, Chemnitzia cf. alta Gieb. Von den Pflanzenresten aus dem lothringischen Schilfsandsteine konnten bestimmt werden: Calamites arenaceus Brngt., Pterophyllum Jaegeri Brngt. und eine Voltzia.

Der obere Keuper oder die rhätische Stufe besitzt zwar in Deutschland stets nur eine geringe Mächtigkeit, aber seine Bedeutung als ein scharf charakterisierter und weit verbreiteter Horizont ist um so grösser; von diesem sicheren Horizonte aus konnte die alpine Trias zuerst abgetrennt werden von den jüngeren Jurakalken[2]). In Elsass-Lothringen besteht diese wichtige Stufe aus bunten und schwarzen Thonen und Mergeln, welche die gleiche Beschaffenheit zeigen, wie die tieferen Keupermergel, und aus einem gelben, mürbe verwitternden Quarzsandstein mit einzelnen Kieselgeröllen von demselben Gesteinscharakter, wie ihn dieser rhätische Sandstein in ganz Deutschland be-

[1]) E. Jacquot, O. Terquem et Barré, Description géologique et minéralogique du département de la Moselle. Mit geologischer Karte im Massstabe 1 : 80,000. Paris 1868.

[2]) A. Oppel und E. Suess, Ueber die mutmasslichen Aequivalente der Kössener Schichten in Schwaben; in Sitzungsber. der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der königl. Akademie der Wissensch., Bd. XXI, S. 535—552. Wien 1856. — Siehe auch: A. von Dittmar, Die Contortazone, ihre Verbreitung und ihre organischen Einschlüsse. München 1864.

sitzt; dieser Sandstein schaltet sich in Elsass-Lothringen mitten zwischen die roten und buntgefärbten Thone und Mergel ein; in der Regel ist er etwa 5 m mächtig, in Lothringen soll er an einigen Orten über 20 m mächtig werden.

Sowohl der gelbe Quarzsandstein, als die bunten Thone dieser Stufe enthalten zahlreiche organische Reste: die Knochenbetten („Bonebed") von Fisch- und Saurierresten liegen in beiden Gesteinen; bei Oberbronn an der Strasse nach Zinsweiler im Unterelsass trifft man z. B. zwischen den bunten Thonmergeln über dem gelben Sandstein eine dünne Bonebedbank an, die ganz aus schwarzen Fischzähnen, Fischschuppen und Saurierzähnen und -Knochen sich zusammensetzt. Die Zweischaler sind besser im Sandstein als in den Thonmergeln erhalten. Aus den rhätischen Schichten von Elsass-Lothringen wurden die folgenden Versteinerungen bekannt:

Avicula contorta Portl.
Protocardia sp.
Gervillia praecursor Quenst.
Mytilus minutus Gldf.
Leda percaudata Gümb.
Myophoria Emmerichi Wnkl.
Cardium cloacinum Quenst.
Anatina praecursor Quenst.
Lima praecursor Quenst.
Pecten acuteauritus Schfhtl.
Zähne und Schuppen von Fischen (Saurichthys, Acrodus, Hybodus).
Zähne und Knochenreste von Sauriern.

Die Pflanzenreste, wie sie häufig in dem rhätischen Sandstein liegen, sind in der Regel so schlecht erhalten, dass dieselben bisher noch nicht näher bestimmt wurden.

Die Lagerung der triasischen Stufen gestaltet sich vermöge des eigentümlichen Baues der Vogesen und der oberrheinischen Tiefebene auf der lothringischen Seite anders als auf der elsässischen. Dass die Triasstufen in Elsass-Lothringen wie im mittleren und südlichen Deutschland im allgemeinen in zerstückten Tafeln und abgesunkenen Schollen lagern, im Gegensatz zu dem zusammengefalteten Grundgebirge, haben wir bereits bemerkt. In Lothringen nun fallen die Triastafeln flach ab über den Rücken des aufgekippten Belchenstockes der Vogesen herab nach Westen, allmählich mit Verwerfungssprüngen immer tiefer einsinkend bis zum Rande des Pariser Tertiärbeckens (vgl. das zweite Profil unter unserer Uebersichtskarte). Das Einfallen der Schichten ist so flach, dass es erst auf längere Strecken hin deutlich zu beobachten ist; die Hauptverwerfungen verlaufen parallel den Abhängen der Vogesen, vorwiegend von Nord nach Süd, so dass die Schichten auf der Ostseite jeder Längsverwerfung in der Regel tiefer liegen als diejenigen auf der Westseite, und die Schichtenköpfe Terrainstufen bilden, deren steilere Gehänge nach Osten sich wenden. Die Triasgebiete im nördlichen Teile von Lothringen und in Luxemburg gehören ihrer Lagerung nach

noch in das Bereich des niederrheinischen Schiefergebirges; denn der grosse Hauptsprung, der am Südrande des Saar-Nahegebietes das Steinkohlengebirge abschneidet (siehe oben S. 148), würde in seiner Verlängerung von Saarbrücken über St. Avold nach Westsüdwest das Moselthal etwa bei Pont-à-Mousson oberhalb Metz durchqueren (vgl. Profil 98 S. 421).

Dagegen brechen die zerstückten Triasschollen am Ostrande der Vogesen und der Haardt rasch und oft mit steilen Winkeln in die tiefe Grabenversenkung der oberrheinischen Tiefebene nieder. Am besten lassen sich diese abgesunkenen Triasschollen beobachten in der Zaberner Bucht vor dem nördlichen Ende des krystallinen Grundstockes der Vogesen, und in der kleineren Bucht von Winzfelden bei Colmar im Oberelsass, wo die Triasschollen nördlich vor dem Gebweiler Belchen am Granit des kahlen Wasen abschneiden (siehe die umstehenden Profile 105 und 106, S. 440 und 441).

Doch auch in den übrigen Strecken treffen wir fast stets am Ostfusse des Gebirges einen schmalen Saum von abgerutschten Trias- und Juraschollen.

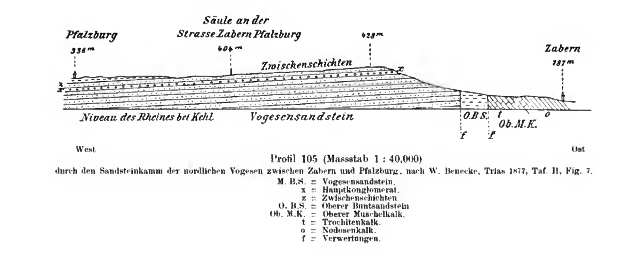
In Bezug auf die Mechanik der Gebirgsbewegung ist die Bemerkung von Wichtigkeit, dass häufig die innerste Scholle, zunächst an der Hauptverwerfung gegen das anstossende krystalline Grundgebirge zu einfällt; so sehen wir z. B. auf Profil 106 die Schollen bei Winzfelden selbst gegen den Granit des kahlen Wasens zu einfallen, während erst weiter östlich das regelrechte Ostfallen eintritt[1]).

Sodann erwähnen wir hier noch der wichtigen Erscheinung, dass längs der Hauptverwerfung am Granit und an den paläozoischen Grauwacken zuweilen der anliegende Muschelkalk oder auch die Jura-Oolithe in Kieselgesteine umgewandelt wurden; Kieselsäure hat alsdann den kohlensauren Kalk vollständig verdrängt, auch Schwerspat und Flussspat entstanden. Diese Verkieselung der Kalksteine ist zu beobachten auf einer Strecke von 40 km Länge von Bergheim über Kestenholz bis Truttenhausen und Rosheim; nach Analogie ähnlicher Vorkommnisse mögen wohl einst heisse Kieselsäurequellen in den Verwerfungsspalten aufgestiegen sein, welche die Umwandlung der Kalksteine bewirkten. Die Hauptverwerfung streicht auf dieser Linie parallel dem Gebirgskamm in Nord 20° Ost; der silifizierte Muschelkalk fällt von Bergheim nach Orschweiler bei Schlettstadt mit 85° Ostsüdost ein.

Unter der oberrheinischen Tiefebene liegen die Triastafeln in grosser Tiefe: nach der Mächtigkeit der überdeckenden diluvialen, tertiären und jurassischen Schichtensysteme können wir eine ungefähre Berechnung anstellen, nach welcher die jüngsten Triasschichten wenigstens 1000 m unter den mittleren Flächen der oberrheinischen Tiefebene abgesunken liegen; bei einer Mächtigkeit der ganzen Trias von ca 750 m würden wir also das krystalline und paläozoische Grundgebirge im günstigsten Falle erst in 1750 m unter dem Rheinspiegel antreffen.

---

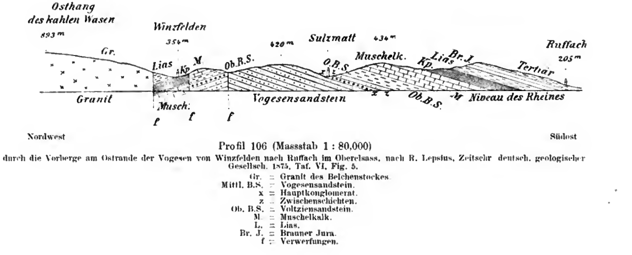
[1]) Siehe hierüber: R. Lepsius, Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge, S. 75. Stuttgart 1885.



Profil 105 (Massstab 1 : 40,000)

durch den Sandsteinkamm der nördlichen Vogesen zwischen Zabern und Pfalzburg, nach W. Benecke, Trias 1877, Taf. II, Fig. 7.

M. B.S. = Vogesensandstein.
x = Hauptkonglomerat.
z = Zwischenschichten.
O. B.S. = Oberer Buntsandstein.
Ob. M.K. = Oberer Muschelkalk.
t = Trochitenkalk.
o = Nodosenkalk.
f = Verwerfungen.



Profil 106 (Massstab 1 : 80,000)

durch die Vorberge am Ostrande der Vogesen von Winzfelden nach Ruffach im Oberelsass, nach R. Lepsius, Zeitschr. deutsch. geologischer Gesellsch. 1875, Taf. VI, Fig. 5.

Gr. = Granit des Belchenstockes.
Mittl. B.S. = Vogesensandstein.
x = Hauptkonglomerat.
z = Zwischenschichten.
Ob. B.S. = Voltziensandstein.
M. = Muschelkalk.
L. = Lias.
Br. J. = Brauner Jura.
f = Verwerfungen.

Wenn wir nicht schon aus anderen Gründen wüssten, dass die grosse Grabenversenkung, welche wir jetzt oberrheinische Tiefebene nennen, erst zu Anfang der Tertiärzeit herausgebildet wurde, so würden wir aus dem völlig übereinstimmenden Charakter der Trias- und Jurastufen auf den westlichen und östlichen Seiten der Rheinebene jedenfalls den Schluss ziehen, dass die letztere erst nach der Jurazeit entstanden sein könne.

Auch die Lagerung der Trias- und Juratafeln in Baden und Württemberg entspricht genau den eben berührten Verhältnissen im Elsass und in Lothringen. Am Westfusse des Schwarzwaldes hängen die zerbrochenen Trias- und Juraschollen nach Westen herab, an oft wiederholten Längsverwerfungen absinkend, und tauchen rasch unter die diluvialen Anschwemmungen der Rheinebene. Charakteristisch für die Lagerung der abgeworfenen Schichten am Westrande des krystallinen Schwarzwaldkernes ist z. B. der Bau des Schönberges bei Freiburg im Breisgau [1]) und seiner Parallelkette, des Tuniberges bei Thiengen: die Trias- und Juraschollen beider Berge streichen parallel der Hauptrichtung des Gebirges in Nordnordost und fallen von den Längsverwerfungen ab nach Westnordwest dem Rheine und dem Kaiserstuhle zu; der tiefere Einbruch der abgesunkenen Schichten in der grossen Freiburger Bucht bot der Erdlava die Gelegenheit, aus den aufgerissenen Erdspalten auszufliessen und die vulkanische Berggruppe des Kaiserstuhles aufzubauen. Nördlich der Freiburger Bucht springt das Gebirge bei Emmendingen wieder weiter nach Westen vor; doch gehört der ganze vortretende Gebirgsteil von Emmendingen über Lahr bis Offenburg noch den abgesunkenen Triasschollen zu, welche flach gelagert ganz allmählich an Längsverwerfungen niederbrechen, bis unter die diluviale Decke der Rheinebene [2]).

Am Südrande des Schwarzwaldes füllen die niedergesunkenen Triastafeln den ganzen Raum aus zwischen dem Granitstock des Blauen bei Badenweiler und dem Gneissgebiet des Vorwaldes bei Säkkingen [3]): die untere Wiese fliesst mitten durch dieses Triasgebiet, dessen Schichten fast horizontal lagern im Dinkelberge und in den niedrigen Bergen nördlich des Wiesenthales; nur am nördlichen Rande längs der Verwerfung von Kandern bis oberhalb Schopfheim wurden die Triasschichten ein wenig geschleppt, d. h. sie fallen eine kurze Strecke weit nach Süden vom Grundgebirge ab. Südlich des Rheines bei Basel, Rheinfelden und Laufenburg verschwinden die Triastafeln allmählich unter der auflagernden Juradecke.

Aus den Profilen, welche wir nach F. Schalch [4]) auf unseren Ueber-

---

[1]) Karl Fromherz, Geognostische Beschreibung des Schönbergs bei Freiburg. Mit Profiltafel. Universitätsprogramm. Freiburg 1837. — Siehe das zweite Profil unter unserer geologischen Uebersichtskarte.

[2]) Vgl. die Profile in: H. Eck, Geognostische Karte der Umgegend von Lahr, Tafel II. Lahr 1884.

[3]) Peter Merian, Geognostische Uebersicht des südlichen Schwarzwaldes. Mit geognostischer Karte. Basel 1831.

[4]) F. Schalch, Beiträge zur Kenntnis des Trias am südöstlichen Schwarzwalde. Diss. Schaffhausen 1873.

sichtstafeln IV, V und VI mitgeteilt haben, geht hervor, dass die Trias am südöstlichen Rande des Schwarzwaldes, und zwar in der Umgebung von Waldshut und im Gebiete der Wutach bis auf die Wasserscheide zwischen Rhein und Donau südlich von Donaueschingen bereits eine Ausbildung zeigt, wie sie die schwäbischen Triasstufen charakterisiert. Auf den südöstlichen Abhängen des Schwarzwaldes kamen der untere Bunte Sandstein und der Hauptbuntsandstein gar nicht zur Ablagerung; es lagern auf dem krystallinen Grundgebirge direkt die Zwischenschichten und der obere Bunte Sandstein auf. Wie im ganzen rechtsrheinischen Deutschland, so erscheint auch rings um den Schwarzwald herum der untere Muschelkalk in der typischen Form des Wellenkalkes ausgebildet, so dass also die sandige Facies dieser Stufe, der Muschelsandstein, auf die linksrheinischen Gebiete beschränkt bleibt. Die Mächtigkeit des ganzen Muschelkalkes beträgt am südöstlichen Rande des Schwarzwaldes nach F. Schalch etwa 150 m, indem jede der drei Stufen etwa 50 m mächtig ist. Vom Keuper war die jüngste Stufe, die rhätische, in diesen Gebieten nicht nachzuweisen; im mittleren Keuper nehmen wie in Elsass-Lothringen die unteren bunten Thonmergel mit Gips- und Steinmergelbänken den Hauptanteil der ganzen Mächtigkeit dieser Stufe in Anspruch; die Lettenkohlenstufe enthält wie gewöhnlich einen mittleren Sandsteinhorizont mit Kohlenschmitzen und Pflanzenresten, und Dolomit- und Mergelbänke mit Knochenbetten und zahlreichen Muschelresten.

Hier sei aus dem südlich anschliessenden Aargauer Gebiete erwähnt, dass dort in grauen dolomitischen Schieferkalken der Lettenkohle mit Estheria minuta und mit Betten von Fisch- und Saurierresten, in der Schambelen auf dem linken Ufer der Reuss oberhalb Brugg[1]) bereits die für den alpinen Keuper charakteristischen Bactryllien (Bactryllium canaliculatum Heer) vorkommen, Algenreste, welche die Raibler und rhätischen Schichten der Nord- und Südalpen oft massenhaft erfüllen; im übrigen weicht die Aargauer Trias nicht wesentlich von der schwäbischen ab.

In Schwaben legt sich die Trias wie ein Mantel um den krystallinen Kern des Schwarzwaldes; der Bunte Sandstein ist selbst auf den höchsten Höhen des Schwarzwaldes in einzelnen Resten vor der Denudation bewahrt geblieben und lagert in nördlichen Teilen des Gebirges mit mächtigen Decken noch in Höhen von 1000 m über der oberrheinischen Tiefebene. Die jüngeren Triasstufen sinken östlich vom Schwarzwalde allmählich immer tiefer ein in den ausgedehnten Gebieten bis zum Strande des schwäbisch-fränkischen Jurawalles. Ein Netz von Verwerfungsspalten hat die schwäbischen Triasschollen zerstückelt; als Längs- oder Hauptverwerfungen müssen wir hier diejenigen bezeichnen, welche dem Streichen der Schichten, und also der Umrandung des erhobenen Schwarzwaldes parallel verlaufen, als Querverwerfungen diejenigen, welche im Fallen der Schichten hindurchziehen.

---

[1]) C. Mösch, Geologische Beschreibung des Aargauer Jura, mit geologischer Karte in 1 : 100,000, S. 33, in Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz. IV. Lieferung. Bern 1867.

In dem Gebiete, in welchem das nördlich gelegene Senkungsfeld von Schwaben und das südlich gelegene der Tiefschweiz zusammentreffen, nämlich im Gebiete der Donauquellen bei Donaueschingen, entstand ein breiter Schichtensattel, auf welchem die rasch nach Osten absinkenden Triasschollen genau von Süd nach Nord streichen. In den Neckarniederungen wendet sich das Streichen der triasischen Tafelstücke allmählich in westlicher Richtung um den Nordostrand des Schwarzwaldes herum, bis die Triasschichten endlich bei Pforzheim und Durlach nach Norden zu unter die Jurastufen der Kraichgauer Senke einfallen. Infolgedessen verlaufen die Hauptverwerfungen auf dem Donausattel von Süd nach Nord, in den Neckarniederungen aber zunächst in Nordnordwest, weiterhin im Schönbuch und in den Fildern bereits nach Nordwest, und endlich zwischen Pforzheim und Durlach vor dem Nordende des Schwarzwaldes in Westnordwest. An allen diesen, zum Teil sehr bedeutenden Längsverwerfungen können wir — mit Ausnahme lokal beschränkter Unregelmässigkeiten — als allgemeine Regel konstatieren, dass die Schichten auf der Ost-, resp. Nordostseite, der Verwerfung tiefer eingesunken ist, als die Schichten der anderen, dem Schwarzwalde zugekehrten Seite [1]).

Die Ausbildung des Bunten Sandsteines im württembergischen Schwarzwalde weicht im ganzen, wie wir aus dem auf unserer Uebersichtstafel IV angegebenen Profil von H. Eck [2]) erkennen, wenig ab von derjenigen in den Vogesen. Nur lernen wir hier auch den unteren Bunten Sandstein kennen, der in Elsass-Lothringen nicht zum Absatz gelangte; derselbe besteht in Schwaben aus feinkörnigen weissen und roten Thonsandsteinen, mit viel Glimmer auf den Schichtflächen: Bänke von roten glimmerigen Schieferthonen bleiben untergeordnet. An der Basis dieser unteren Stufe entwickeln sich häufig etwas gröbere Quarzsandsteine mit roten Feldspat-Fragmenten. Hier im Schwarzwalde wie im Odenwalde erscheinen im unteren Bunten Sandsteine häufig die sog. Tigersandsteine, das sind weisse, gelbliche oder rote Sandsteine mit dunkelbraunen oder schwarzen Eisen- und Manganflecken, welche wahrscheinlich als Reste eines ausgelaugten Kalk- oder Dolomitgehaltes der betreffenden Sandsteinbänke anzusehen sind. Gerölle kommen selten in dieser unteren Stufe vor, gelegentlich vereinzelte Porphyrstücke.

Der mittlere Bunte Sandstein bildet auch im Schwarzwalde die Hauptmasse des Bunten Sandsteines, wenn auch nicht die Mächtigkeit, welche diese Stufe in den Vogesen besitzt, erreicht wird; im allgemeinen sind die Schwarzwald-Sandsteine auch weniger grobkörnig als die Vogesen-Sandsteine, und die glitzernden Quarzsandstein-Bänke treten an Masse gegen die weicheren und feinkörnigeren Thonsandsteine zurück. In den unteren Horizonten des mittleren Bunten Sand-

[1]) Vergleiche die instruktiven Profile, welche O. Fraas veröffentlicht hat. in: Die geognostische Profilierung der württemb. Eisenbahnlinien, 1.—3. Lieferung. Stuttgart 1883—1885.

[2]) H. Eck, Geognostische Karte der Umgegend von Lahr, mit Profilen und Erläuterungen, Text 87—93. Lahr 1884.

steines scheinen Konglomeratbänke mit Geröllen, die neben den stets vorherrschenden Quarzen und Quarziten auch aus Granit, Gneiss, Porphyr und anderen Gesteinen bestehen, konstanter verbreitet zu sein, als in den Vogesen. Dagegen bleibt das Hauptkonglomerat hier weniger mächtig und fällt als scharfer Horizont weniger deutlich in die Augen, als in den linksrheinischen Gebieten.

Nach Versteinerungen sucht man in den Schwarzwälder Sandsteinen, wie gewöhnlich in dieser Stufe, vergeblich; ein Pflanzenrest, Equisetum Mougeoti Brngt. aus dem unteren Bunten Sandstein vom Holderskopf bei Petersthal, ein Abdruck der Gaumenplatte von Trematosaurus Fürstenbergianus, H. von Meyr. von Herzogenweiler bei Villingen und Knochenreste von Labyrinthodonten aus dem Hauptbuutsandstein sind die einzigen Fossilien, die aus diesen beiden Stufen des Schwarzwälder Bunten Sandsteines bekannt geworden sind.

Der obere Bunte Sandstein im Schwarzwalde beginnt mit dem bekannten Horizonte der Dolomit- und Carneolbänke, besteht seiner Hauptmasse nach aus feinkörnigen, glimmerigen Thonsandsteinen, und schliesst gegen oben ab mit roten Thonschiefern und dolomitischen Mergeln. Wenn auch seine Schichten nirgends so reich an Pflanzen- und Tierresten sind, wie der Voltziensandstein am Ostabhange der Vogesen an einzelnen Orten, so kann doch H. Eck aus dieser Stufe im Schwarzwalde die folgenden Fossilien anführen (a. a. O. 1884, S. 89—91):

a) Pflanzen:

Equisetum Mougeoti Brngt.
— Brongniarti Schimp.
Anomopteris Mougeoti Brngt.
Caulopteris Voltzi Schimp.
Yuccites vogesiacus Schimp.
Koniferen-Stammstück.

b) Tiere:

Estheria Albertii Voltz.
Reste von Fischen.
Labyrinthodon [1]) Rütimeyeri Wied. von Riehen.

---

[1]) Das im Abdruck vortrefflich erhaltene Skelett wurde in einem Steinbruch zu Riehen im Ausgang des Wiesenthales bei Basel gefunden und von R. Wiedersheim eingehend beschrieben, in Abhandl. der schweizer. paläontal. Gesellsch., Bd. V, Nr. 3. Zürich 1878; wie K. Zittel mit Recht bemerkt, im N. Jahrb. Min. 1883. Bd. II, S. 257, ist das Tier freilich kein Labyrinthodont und keine Amphibie, sondern gehört zu den Reptilien, zu den Sauriern. — Aus demselben Steinbruch bei Riehen stammt der weniger gut erhaltene Rest von Basileosaurus Freyi, welchen R. Wiedersheim in denselben Abhandlungen, Bd. VI, Nr. 2, Basel 1879, beschrieben und abgebildet hat; wie W. Dames hervorhebt, im N. Jahrb. Min. 1881, Bd. I, S. 278, zeigt dieser Basileosaurus Freyi von Riehen noch grosse Verwandtschaft mit Proterosaurus, und wäre im besonderen zu vergleichen mit dem bekannten Proterosaurus Speneri H. von Meyr., dessen vollständigstes Exemplar im Kupferschiefer zu Kupfersuhl bei Eisenach im Jahre 1706 gefunden wurde und im British Museum liegt.

Basileosaurus Freyi Wied. von Riehen.
Sclerosaurus armatus H. von Meyr., vom badischen Zollhaus zu Warmbach bei Rheinfelden.

Der Charakter des Muschelkalkes in Schwaben[1]) ist ein durchaus normaler (vergl. unsere Uebersichtstafel V). Die dünnschichtigen, wulstigen Wellenkalke beginnen mit gelben Dolomiten („Wellendolomit"); es folgt dann die Hauptmasse, der Kalkmergel, zwischen welchem dünne Dolomit- und Kalkbänke lagern; H. Eck[2]) unterscheidet in diesen grauen Kalkmergeln eine untere und eine obere Schicht mit Terebratula vulgaris. Der untere Muschelkalk am Schwarzwaldrand enthält reichlich Versteinerungen; im Jagst- und Kocherthale und in der Taubergegend dagegen ist der mächtige untere Wellkalk petrefaktenleer, erst in den oberen Horizonten liegen in Bänken von Schaumkalk Muschelreste und ein weitverbreitetes Trochitenlager. Ueberall wird diese untere Stufe des Muschelkalkes abgeschlossen durch ebenflächige graue Mergel und Steinkernen der Myophoria orbicularis.

Von den Versteinerungen des Wellenkalkes in Schwaben führen wir hier an:

Rhizocorallium jenense Zenk.
Spiriferina hirsuta Alb.
— fragilis Buch.
Terebratula vulgaris Schlth.
Discina discoides Quenst.
Lingula tenuissima Bronn.
Ostrea spondyloides Schlth.
Pecten discites Schlth.
— Albertii Gldf.
Lima lineata Desh.
— striata Desh.
— radiata Gldf.
Arca impressa Mnstr.
Nucula Goldfussi Alb.
Gervillia socialis Schlth.
Myophoria vulgaris Schlth.
— laevigata Alb.
— cardissoides Schlth.
Dentalium laeve Schlth.
Pleurotomaria Albertina Schlth.
Chemnitzia obsoleta Schlth.
Ceratites Buchii Alb.
— antecedens Beyr.
Nautilus bidorsatus Schlth.
Ichthyosaurus atavus Quenst.

[1]) O. Fraas, Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern. Stuttgart 1882.
[2]) H. Eck, Beitrag zur Kenntnis des süddeutschen Muschelkalkes, in Zeitschr. deutsch. geologischen Gesellsch., Bd. XXXII, S. 32—55. Berlin 1880.



Der mittlere Muschelkalk besitzt in Schwaben eine ganz besondere Wichtigkeit durch seinen Reichtum an Salzlagern; allenthalben wurde in dieser Stufe unter dem Niveau der Thäler Steinsalz erbohrt, während aus den höher liegenden Bergen und Landstrecken das durchsickernde Tageswasser längst jede Spur von diesem leicht löslichen Mineral ausgelaugt und mit den Bächen und Flüssen wieder dem Meere zugeführt hat; daher denn die Schichten im Ausgehenden stets in sich zusammengestürzt und auf weniger als die Hälfte ihrer ursprünglichen Mächtigkeit reduziert sind. Die zahlreichen Bohrungen in Schwaben haben gezeigt, dass das Salzgebirge eine wechselnde Mächtigkeit besitzt: bei Stuttgart nur 52 m, zu Stetten bei Haigerloch 62 m, bei Bergfelden 68 m, bei Rottweil 91 m, bei Heilbronn 88 m und bei Rappenau nächst Wimpfen 88 m; die bedeutendsten Salinen sind diejenigen am unteren Neckar in der Umgegend von Wimpfen (Ludwigshall hessisch, Friedrichshall württembergisch, Rappenau badisch).

Das Salzgebirge, aus grauen Thonen und Mergeln, Steinsalz- und Anhydritlagern und -stöcken zusammengesetzt, schliesst gegen unten mit einigen Bänken (6—8 m) fester, hellgelber Dolomite und Steinmergel ab und wird gegen oben begrenzt von Zellenkalken und lichten Kalksteinen mit Hornsteinschnüren (8 m). Versteinerungen fehlen durchaus dem mittleren Muschelkalk in Schwaben.

Die obere Stufe des Muschelkalkes, der Hauptmuschelkalk, tritt überall in Schwaben auf das deutlichste hervor durch seine mächtigen dichten Kalksteinbänke, die in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut werden; steile, steinige Gehänge kennzeichnen auch hier, wie in ganz Deutschland diesen schärfsten Horizont der deutschen Trias; zugleich sind seine Schichten in der Regel reich an Versteinerungen. Die Einteilung der ganzen Stufe in den unteren Trochitenkalk, in den mittleren Nodosenkalk und in eine obere Zone von dolomitischen Schichten lässt sich an allen Orten in Schwaben leicht durchführen (vergl. unsere Uebersichtstafel V).

Von charakteristischen Fossilien dieser im ganzen 80—90 m mächtigen Stufe in Schwaben nennen wir folgende:

Encrinus liliiformis Schlth.
Cidaris grandaevus Gldf.
Ophiura (Aspidura) loricata Gldf.
Terebratula vulgaris Schlth.
— — var. cycloides Zenk.
Spiriferina fragilis Schlth.
Discina discoides Schlth.
Myophoria vulgaris Gldf.
— Goldfussi Alb.
— laevigata Gldf.
— curvirostris Bronn.
Gervillia socialis Schlth.
— costata Schlth.
— substriata Schlth.

Avicula pulchella Alb.
Lima lineata Desh.
— striata Desh.
Pecten laevigatus Schaur.
— discites Schlth.
— Albertii Gldf.
Ostrea spondyloides Schlth.
— subanomia Mnstr.
Natica Gaillardoti Voltz.
— gregaria Schlth.
Chemnitzia (Turbonilla) obsoleta Schlth.
Pleurotomaria Albertiana Wissm.
Ceratites semipartitus Buch.
— nodosus Haan.
— enodis Quenst.
— fastigatus Crdn.
Nautilus bidorsatus Schlth.
— nodosus Quenst.
Rhyncholites avirostris Schlth.
Pemphyx Sueurii Desm.
Fischreste, Schuppen und Zähne von Placodus, Acrodus, Psammodus, Gyrolepis.
Nothosaurus Andriani H. von Meyr.

Die Lettenkohlenstufe des schwäbischen Keupers ist ausgezeichnet durch zahlreiche Funde von Labyrinthodonten, Sauriern und Fischen; gleich an der Basis dieser Stufe liegt in der Regel ein Knochenbett, in welchem Schuppen von Fischen, Gyrolepis tenuistriatus Ag., bohnenförmige Pflasterzähne von Acrodus und Placodus, und spitze Kegelzähne von Saurichthys in Masse zusammengeschwemmt liegen; daneben Knochen und Zähne von Nothosaurus Cuvieri Quenst. und Simosaurus Gaillardoti H. v. Meyr. Ueber dem Lettenkohlen-Sandstein folgen dunkle Schiefer und Mergel, in denen das Hauptlager des Mastodonsaurus giganteus Jaeg. sich befindet. Die breiten, gefalteten Zahnplatten der bekannten Lurchfische, Ceratodus Kaupii Ag. haben sich am häufigsten im obersten Horizont der Lettenkohle in den Steinbrüchen zu Hoheneck bei Ludwigsburg gefunden. Auch die gewöhnlichen Zweischaler dieser Stufe sind in Schwaben überall anzutreffen, so Estheria (Posidonomya) minuta Alb., Lingula tenuissima Bronn, Anoplophora lettica Quenst., Myophoria Goldfussi Alb. und andere. Von den Pflanzen, wie sie in zahlreichen, meist schlecht erhaltenen Resten hauptsächlich im Sandstein und in den auflagernden dunklen Schiefern vorkommen, erwähnen wir hier:

Nalamites Meriani Heer.
Ceuropteris cyathophylla Kurr.
— grandifolia Schimp.
Sphenopteris Schönbeiniana Schimp.
Taeniopteris marantacea Schimp.
Cyclopteris lacerata Quenst.
Pterophyllum Jaegeri Brngt., Cycadeen-Wedel.

Der **mittlere** Keuper in Schwaben zeichnet sich durch seine schönen Bausandsteine aus, die in zwei Zonen von wechselnder Mächtigkeit zwischen den im übrigen wie gewöhnlich hier vorherrschenden grauen und bunten Thonen und Gipsmergeln lagern, der untere feinkörnige, grünlichgelbe „Schilfsandstein" oder „Stuttgarter Werkstein", der besonders in der Stuttgarter, Heilbronner und Vaihinger Gegend gebrochen wird, und der obere, grobkörnigere, in der Regel weisse „Stubensandstein", auch „Tübinger Werkstein" genannt. Mit den unteren grauen und bunten Thonmergeln mit Gipslagern erscheinen häufig dünne Steinmergelbänke; eine der letzteren ist erfüllt mit der kleinen Corbula Keuperina Quenst.; auch grössere Zweischaler (Anoplophora) und Schneckchen (Natica) bilden in diesen Mergeln Schalenbetten. Ueber diesen 80—100 m mächtigen unteren Gipsmergeln folgt der Schilfsandstein, der seinen Namen von zahlreichen Calamitenstengeln trägt; bei Stuttgart und Heilbronn erreicht er eine Mächtigkeit von 20—25 m, während in anderen Gebieten von Schwaben seine Mächtigkeit geringer ist.

Von den Pflanzenresten des Schilfsandsteines wurden bestimmt:

Calamites arenaceus Brngt.
Neuropteris remota Presl.
Clathropteris reticulata Kurr.
Pecopteris Stuttgartiensis Brngt.
Kurria digitata Schk.
Pterophyllum Jaegeri Brngt.
— brevipenne Kurr.

Nicht selten wurden in den Stuttgarter Steinbrüchen Knochenreste und Zähne von Labyrinthodonten gefunden, so von Mastodonsaurus robustus Plien., Mast. cyclotis Quenst., und Metopias diagnosticus H. v. Meyr., sowie Reste von breitschnauzigen Krokodilen, Phytosaurus (Belodon) arenaceus Fraas; auch Ceratoduszähne sind vorgekommen.

Ueber dem Schilfsandstein lagert wieder eine bis 20 m mächtige Zone von bunten Thonmergeln, in denen Steinmergelbänke, seltener Gipslinsen und Steinsalzpseudomorphosen liegen; seltene Schalenbetten (Anoplophora, Corbula) sind die einzigen Spuren von Fossilien in diesen oberen bunten Thonmergeln. Dann folgt der Tübinger Bausandstein oder „Stubensandstein", der in der oberen Neckargegend mit einer Mächtigkeit von nur 4 m beginnt, im Schönbuch bereits zu 60 m und im Schurwald bis zu 115 m anschwillt. Schlecht erhaltene Pflanzenreste (meist Equiseten) häufen sich zuweilen zu dünnen Kohlenschmitzen an. Zweischaler sind ebenso selten als Fisch- oder Saurierreste: die schöne Gruppe von 24 wohl erhaltenen, kleinen Panzerechsen, Aëtosaurus ferratus Fraas [1]), aus dem weissen Stubensandstein von Heslach bei Stuttgart, jetzt eine Zierde des Stuttgarter Museums, und die Kieferstücke eines grossen krokodilartigen Sauriers Phytosaurus cylin-

[1]) O. Fraas, Aëtosaurus ferratus, die gepanzerte Vogel-Echse aus dem Stubensandstein bei Stuttgart, mit Abbildungen. Stuttgart 1877.

dricodon Jaeg., wie sie in den Sammlungen von Stuttgart und Tübingen liegen, sind Unika; auch Reste von Fischen, Schuppen von Ganoiden, so Seminotus Bergeri Ag., sind seltene Funde.

Sogleich über dem Stubensandstein beginnen die schwäbischen Geologen ihren oberen Keuper; nach Analogie anderer Gebiete dürfte wohl ein guter Teil der über dem Stubensandstein folgenden, 20—30 m mächtigen Zone von roten Knollenmergeln und Schieferletten noch zum mittleren Keuper zu rechnen sein. Erst ganz oben in diesen Mergeln liegt das Knochenbett des Zanclodon laevis Plien., nach welchem O. Fraas die ganze Zone „Zanclodonmergel" nannte [1]).

Ueber dem Zanclodonlager erscheint der rhätische Sandstein, dieser für die Grenze zwischen Trias und Jura so wichtige Horizont: es ist in Schwaben in der Regel ein weisser, glimmriger, feinkörniger Quarzsandstein, oft mit kieseligem Zement (Pflastersteine von Tübingen), oft auch leicht zerreiblich, so dass er zerklopft als Schreibsand („Silbersand") verwendet wird; seine Mächtigkeit ist gering, meist nur 1—3 m, in der Tübinger Gegend und im Schönbuch 5—6 m. Nur im oberen Neckargebiete aus der Gegend von Rottweil über Tübingen, Stuttgart, Esslingen bis ins obere Remsthal ist der rhätische Sandstein nachgewiesen, zwischen Thonmergeln eingelagert; weiterhin scheint er zu fehlen, bis er wieder in Franken auftritt.

In der Regel sucht man im schwäbischen Silbersandstein vergebens nach Petrefakten; sie sind selten; der einzige Fundort, wo der Sandstein ganz erfüllt ist mit Muschelschalen, wie gewöhnlich nur in Abdrücken und Steinkernen erhalten, ist bei Nürtingen am Steinberg, im Neckarthale unterhalb Tübingen gelegen: hier findet man:

Avicula contorta Portl., das Leitfossil der rhätischen Stufe.
Lingula cloacina Quenst.
Anoplophora postera Dfn.
Pecten valoniensis Dfn.
Trigonia postera Quenst.
Mytilus minutus Gldf.
Gervillia praecursor Quenst.
Cardium rhaeticum Mer.
Corbula postera Dfn.

---

[1]) Vgl. A. Quenstedt. Geologische Ausflüge in Schwaben, S. 308. Tübingen 1884. — Dieser „schwäbische Lindwurm" war eine Riesenechse, ein Landsaurier von etwa 10 m Länge; die Krallenphalange ist 14 cm lang. Den Kopf, der, nach der Grösse der obersten Halswirbel zu schliessen, klein sein musste, kennt man nicht; das beste Exemplar des Skelettes stammt aus den roten Mergeln der Jächklinge bei Pfrondorf, nordöstlich von Tübingen gelegen (vergl. A. Quenstedt, Handbuch der Petrefaktenkunde, 3. Aufl., S. 178—181, Taf. 13, Fig. 5—13. Tübingen 1885). Die Knochen von Zanclodon laevis sind so weit verbreitet, dass ihr Lager in Schwaben als ein konstanter Horizont angesehen wird; besonders in der Stuttgarter und Tübinger Gegend wurden häufig Knochen und Wirbel, Krallen und Zähne vom Zanclodon gefunden; aus dem harten Knollenmergel, in dem sie in der Regel liegen, sind die Reste jedoch schwer in gutem Zustande herauszupräparieren.

In den bläulichroten Thonmergeln über oder unter dem Silbersandstein[1]) geht durch ganz Schwaben eine wenige Centimeter dicke Bank eines Knochenbettes (Bonebed), das völlig erfüllt ist mit Zähnen, Knochen, Koprolithen und Fischschuppen, zusammengeschwemmten Trümmern von Sauriern und Fischen, eine Schicht, welche offenbar als eine Strandbildung anzusehen ist; die schwereren Knochen zeigen sämtlich die Spuren der Abrollung in der Brandung. Die meisten Stücke dieses Knochenbettes (zuweilen sind es auch zwei Bonebedbänke über einander, z. B. im Klingenbach bei Wolfschlugen auf den Fildern) gehören den bekannten Keuperfischen an. Zähne von Hybodus, Acrodus, Psammodus, Saurichthys; auch Ceratodusplatten kommen vor. Wirbel und Zähne von Sauriern sind selten (Trematosaurus. Mastodonsaurus) Von ganz besonderer Wichtigkeit ist der zweiwurzelige Backenzahn vom Charakter eines Beuteltieres, Microlestes antiquus Plien.; Plieninger[2]) entdeckte zwei solcher Zähnchen im Jahre 1847 im Bonebed bei der Schlösslesmühle zwischen Waldenbuch und Echterdingen auf den Fildern; es ist dies die einzige Spur dieses ältesten Säugetieres in Deutschland geblieben.

Der östliche und südliche Teil des Odenwaldes setzt sich ganz zusammen aus den mächtigen Stufen des Bunten Sandsteines: Von den Thälern der Gersprenz und Weschnitz an bis nach Miltenberg und Wertheim am Main, und von den Bergen bei Heidelberg den Neckar hinauf bis Mosbach bestehen alle meist reich bewaldeten Berge und Hochflächen des Gebirges aus rotem Sandstein. Das krystalline Grundgebirge des vorderen Odenwaldes war auch einst völlig überdeckt von der Trias; denn wir finden Buntsandstein-Schollen an der Bergstrasse bei Weinheim und Heppenheim, auch mitten in den krystallinen Bergen bei Lichtenberg und weiter östlich in der Grabenversenkung vor dem Otzberge bei Reinheim und Lengfeld; der Muschelkalk von Erbach und Michelstadt ist auch nur eine zwischen Verwerfungen eingesunkene Scholle, die vor der Abwaschung allein durch ihre tiefe Lage bewahrt blieb. Die Hauptverwerfungen streichen im hinteren Odenwalde regelmässig in Nordnordost, so dass man von Westen im Schichtenfall fortschreitend immer wieder neue Aufbrüche der unteren Zonen antrifft. Jenseits des Maines im Spessart setzt sich das Sandsteingebirge des hinteren Odenwaldes mit demselben Charakter und der gleichen Lagerung fort bis ins hessische Waldgebirge.

Die petrographische Schichtenfolge des Bunten Sandsteines im Odenwalde schliesst sich eng an diejenige des Schwarzwaldes an (vergl. das Profil auf unserer Uebersichtstafel IV). Der im ganzen wenig mächtige untere Buntsandstein besteht aus roten oder gelblichweissen, feinkörnigen Thonsandsteinen, die häufig durch Mangan- und Eisenflecke als Tigersandsteine erscheinen, und aus roten Schieferletten; die

---

[1]) Es ist daher eigentlich nicht passend, den Sandstein „Bonebed-Sandstein" zu nennen.

[2]) Th. Plieninger, Microlestes antiquus, ein Säugetier aus der oberen Grenzbreccie des Keupers bei Degerloch, in Württemb. naturwissenschaftl. Jahreshefte, Bd. III, S. 164—165, Taf. I, Fig. 3, 4. Stuttgart 1847.



Schichten dieser unteren Stufe breiten sich in übergreifender Lagerung sowohl über die Zechsteinreste, als über den Gneiss des hinteren Odenwaldes aus. Die mittlere Stufe bildet, wie immer, die Hauptmasse des Bunten Sandsteines; hier bauen sich die dicken, regelmässig geschichteten Thon- und Quarzsandsteine auf, welche in den grossen und zahlreichen Steinbrüchen am Neckar und am Main das geschätzte Material für Bau- und Werksteine liefern.

Das Hauptkonglomerat besitzt im Odenwalde nicht mehr die Bedeutung, die es noch im Schwarzwalde in Anspruch nehmen kann: überhaupt werden Geröllager, je weiter wir nach Norden gehen, um so seltener; auch das Konglomerat nahe der unteren Grenze des mittleren Buntsandsteines ist im hinteren Odenwalde oft nur angedeutet durch verstreute Kiesel. Ueber dem oberen Geröllhorizonte lagern im Odenwalde und in den Seitenthälern des Maines, welche den Muschelkalk bis auf den Bunten Sandstein durchschnitten haben, die „Zwischenschichten“ Benecke's, violette und rote, auch gelbliche und weisse Sandsteine, oft von grosser Härte, meist aber feinkörnige Thonsandsteine; im Tauberthal sind einmal auf einer Sandsteinplatte die ziemlich gut abgedrückten Fährten von Chirotherium aufgefunden worden [1], eine Entdeckung, die insofern von Wichtigkeit ist, als in Thüringen dieser oberste Horizont des mittleren Bunten Sandsteines wegen der zuweilen vorkommenden Tierfährten (Hildburghausen, Eisenach) direkt als Chirotherium-Sandstein bezeichnet wird. Ueber diesen Zwischenschichten hebt der obere Bunte Sandstein im Odenwalde, wie in den anderen bisher betrachteten Gebieten am Oberrhein, mit dem Carneol- und Dolomit-Horizonte an.

Versteinerungen fehlen dem unteren und mittleren Bunten Sandstein des Odenwaldes vollständig. In den weichen, dünnplattigen und glimmerreichen Schichten der oberen Stufe wurden auch nur einige Pflanzenreste und auf einer kleinen Platte von weissem Sandstein vom Schreckhof bei Neckarelz die folgenden Tierreste aufgefunden [2]):

Schuppen von Ganoiden Fischen.
Zahn von Saurichthys.
Lingula sp.
Mytilus vetustus Gdlf.
Gervillia costata Schlth.
Myophoria vulgaris Schlth.
Myoconcha Thilaui Strb.
Myacites Fassaensis Wissm.

Aus einer der weissen, festen Sandsteinbänke derselben Lokalität stammt das Schädelfragment eines Labyrinthodonten.

---

[1]) Ph. Platz, Die Triasbildungen des Tauberthales, in Verhandl. des naturwissenschaftl. Vereins zu Karlsruhe, S. 64. Karlsruhe 1869.

[2]) W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, S. 333. Strassburg 1881. — H. Eck, Zur Gliederung des Buntsandsteins im Odenwalde, in Zeitschr. deutsch. geologischer Gesellsch., Bd. 36, S. 161—168. Berlin 1884.

In der Umgegend von Würzburg kennt Fr. Sandberger[1]) ebenfalls Chirotherium-Fährten aus einer Bank in den Zwischenschichten; auch gibt er an, dass im obersten Horizonte des oberen Bunten Sandsteins in dortiger Gegend eine dünne Schicht konstante Verbreitung besitze, aus welcher er von vier Fundstellen das Vorkommen von Myophoria vulgaris Schlth. erwähnt (a. a. O. 1866 S. 134); in dieser „Myophorienbank" bei Würzburg hat Sandberger neben jener Myophoria vulgaris noch aufgefunden:

Estheria Germani Beyr.
Holopella sp.
Panopaea Althausii Alb.
Myophoria laevigata Alb. var. cardissoides Sdbg.
— costata Zenk (= M. fallax Seeb).
Pecten Albertii Gldf.
Modiola triquetra Seeb.

Auch diese Myophorienbank des oberen Bunten Sandsteines verknüpft die Maingegend mit Thüringen, wo Karl von Seebach zuerst das Muschellager der Myophoria costata im obersten Röth (= oberen Bunten Sandstein) in weiter Verbreitung verfolgt hatte.

Der Muschelkalk breitet seine meist zu fruchtbarem Boden verwitterten Schichten über die weiten Flächen von Franken aus, die sich ausdehnen von den Thälern der Jagst und Kocher über die Hohenloher Ebene zum Tauberthale und bis zum Mainthale bei Würzburg. Fr. Sandberger (a. a. O. 1866) hat uns eine genaue Eintheilung des Wellenkalkes und des Hauptmuschelkalkes aus der Würzburger Gegend dargeboten, nach welcher wir das Profil auf unserer Uebersichtstafel V eingetragen haben. Die Ausbildung der fränkischen Trias schliesst sich eng an die schwäbische an, sowohl nach ihrem petrographischen Charakter, als nach ihrem faunistischen Inhalte; in manchen Beziehungen leitet uns dieselbe jedoch hinüber zu den seit langer Zeit bekannten und für die deutsche Trias typischen Ablagerungen in Thüringen.

Der untere Muschelkalk zeigt in Franken seine normale Ausbildung in den dünnschichtigen, wulstigen Kalken und Kalkmergeln, die dieser Stufe den Namen „Wellenkalk" verschafft haben; in der oberen Zone erscheinen zwei wenig mächtige Bänke von grauem, oolithischen „Schaumkalk", einem eigentümlichen porösen, harten Kalkstein, der ebenfalls in Thüringen und in Norddeutschland den oberen Teil des Wellenkalkes kennzeichnet. Die reiche Fauna des unteren Muschelkalkes bei Würzburg konzentriert sich auf einzelne dünne Bänke, welche Fr. Sandberger aus der übrigen Hauptmasse des meist petrefaktenleeren Wellenkalkes ausgeschieden hat. Von diesen zahlreichen Versteinerungen führen wir hier die folgenden an:

Discina discoides Schlth.
Spirigerina filicosta Sdbg.
Spirifernia fragilis Schlth.
Spirifernia hirsuta Alb.

[1]) Fr. Sandberger, Die Gliederung der Würzburger Trias und ihrer Aequivalente, in der Würzburger naturwissenschaftl. Zeitschr., Bd. VI. 1866.

Rhynchonella decurtata Gir.
Terebratula vulgaris Schlth.
— angusta Schlth.
Ostrea subanomia Gldf.
Pecten Albertii Gldf.
— laevigatus Schlth.
— discites Schlth.
Lima lineata Schlth.
— striata Schlth.
Gervillia mytiloides Schlth.
— costata Schlth.
— socialis Schlth.
Myalina vetusta Gldf.
Modiola triquetra Seeb.
Myoconcha Thilaui Stromb.
Myophoria vulgaris Schlth.
— costata Zenk.
— aculeata Hass.
— elegans Dnkr.
— laevigata Alb.
— orbicularis Bronn.
Panopaea Albertii Voltz.
Dentalium torquatum Schlth.
Pleurotomaria Albertina Gldf.
Natica gregaria Schlth.
— Gaillardoti Lefr.
Holopella gracilior Schaur.
Nautilus bidorsatus Schlth.
Ceratites Buchii Alb.
— Strombecki Griep.
— luganensis Hau.
Estheria Germani Beyr.
Hybodus minor Ag. Fischzähne.
Amblypterus decipiens Gieb.
Nothosaurus sp. Knochenreste.

Der mittlere Muschelkalk tritt uns in Franken in einer ziemlich reduzierten Gestalt vor Augen, weil diese Stufe hier nur in ihren ausgelaugten und zusammengesunkenen Schichten über Tag, nicht durch Bohrungen auch in der Tiefe bekannt ist; die geringen Spuren von Steinsalz und die Gipslager beweisen, dass die Anhydritgruppe des Muschelkalkes in Franken wohl eine ähnliche Zusammensetzung und Mächtigkeit besitzen dürfte, wie in Schwaben und am unteren Neckar. In der Umgegend von Würzburg unterscheidet Fr. Sandberger eine untere Zone von Zellendolomiten und Mergeln mit Gips und Steinsalz, und eine obere von Kalkmergeln und Kalksteinen mit Hornstein-Ausscheidungen. Versteinerungen sind aus dieser Stufe in Franken nicht bekannt geworden.

Der obere Muschelkalk ist in der Würzburger Gegend von Fr. Sandberger nach seinem faunistischen Inhalte genau gegliedert

worden (siehe unsere Uebersichtstafel V); es sind vorherrschend die bekannten dichten grauen Kalksteine, oft halbkrystallin ausgebildet, von bedeutender Härte, mit wulstiger Oberfläche, wechsellagernd mit grauen, gelbverwitternden Schieferletten, die besonders im unteren Teil der Stufe reichlich eintreten. Die meisten Bänke sind versteinerungsleer; es ziehen jedoch eine Anzahl von dünnen, petrefaktenreichen Schichten mit grosser Regelmässigkeit durch die Kalke, und aus diesen verschiedenen Horizonten stammt die Fauna von 86 Arten, die Fr. Sandberger aus der Umgegend von Würzburg aus dem oberen Muschelkalk anführt; von dieser Fauna erwähnen wir hier:

Encrinus liliiformis Schlth.
Cidaris grandaevus Gldf.
Discina discoides Schlth.
Retzia trigonella Schlth.
Spiriferina fragilis Schlth.
Terebratula vulgaris Schlth.
Ostrea subanomia Gldf.
Hinnites comtus Gldf.
Pecten discites Schlth.
— Albertii Gldf.
Lima striata Desh.
Gervillia socialis Schlth.
— costata Schlth.
Nucula Goldfussi Alb.
Myophoria vulgaris Schlth.
— laevigata Schlth.
— elongata Gieb.
— elegans Dukr.
Trigonodus (Cardinia) Sandbergeri Alb.
Dentalium laeve Schlth.
Natica Gaillardoti Lefr.
Holopella Schlotheimi Quenst.
Nautilus bidorsatus Schlth.
Ceratites nodosus Haan.
— semipartitus Gail.
Pemphyx Sueurii Desm.
Amblypterus decipiens Gieb.
Colobodus (Gyrolepis) varius Gieb.
Acrodus lateralis Ag.
Saurichthys Mougeoti Ag.
Hybodus major Ag.
Placodus gigas Ag.
Nothosaurus Münsteri H. v. Meyr.
— mirabilis Mnstr.

Die obersten Schichten des oberen Muschelkalkes bei Würzburg sind nicht dolomitisch ausgebildet, sondern sind ziemlich reine, halbkrystalline Kalksteine, in denen neben Fisch- und Saurierresten echte Muschelkalk-Zweischaler und der von Sandberger als Leitfossil für diese

Schichten angesehene Trigonodus Sandbergeri liegen; mit diesen Kalken wechsellagern Schieferthone, die westlich von Würzburg vor dem Kalk vorherrschen und eine Ostracodenfauna, Estheria minuta Gldf., Cythere dispar Seeb., Bairdia pirus Seeb., enthalten; die kleine Krebsfauna schliesst sich bereits an die überlagernden Bairdienkalke der Lettenkohle an.

Ueber die Lettenkohlenstufe in der Umgebung von Würzburg und im Steigerwalde geben uns die Profile von Fr. Sandberger und Fr. Nies [1]) vortrefflichen Aufschluss (vgl. unsere Uebersichtstafel VI). Glaukonitische Kalke mit Ostracoden (Bairdia pirus Seeb., Cythere dispar Seeb., Estheria minuta Gldf.) beginnen die Reihe der Schichten des unteren Keupers; gleich in diesen untersten Bänken finden wir charakteristische Lettenkohlenmuscheln:

Myophoria Struckmanni Stromb.
— intermedia Schaur.
Corbula triasina Schaur.
Anoplophora (Cardinia) brevis Schaur.

Auch Fischreste, Saurichthys apicalis Ag., Acrodus Gaillardoti Ag. und Saurierknochen, Mastodonsaurus Jaegeri H. von Meyr., Nothosaurus Münsteri H. von Meyr. sind nicht selten.

Nach einer Reihe fossilarmer Schieferplatten folgen die Cardinienschiefer und der Cardiniensandstein, mit Anoplophora (Cardinia) brevis Schaur., Lingula tenuissima Bronn, Estheria minuta Gldf., und mit den ersten Pflanzenresten, unter denen Widdringtonites Keuperinus Heer, eine Konifere, hier ihr Hauptlager hat. Ueber einer Schicht gelblichgrauer Zellendolomite lagert der Hauptsandstein der Lettenkohle, der in dieser Gegend nur Pflanzenreste, und zwar oft in recht guter Erhaltung führt:

Equisetum Meriani Brngt.
— Schönleinii Schnk.
— arenaceum Brngt.
Neuropteris remata Presl.
Schizopteris pachyrhachis Schnk.
Chiropteris digitata Kurr.
Alethopteris Meriani Brngt.
Pecopteris Schönleiniana Brngt.
Chelepteris strongylopeltis Schnk.
— macropeltis Schnk.
Danaeopsis marantacea Presl.
Taeniopteris angustifolia Schnk.
Schistostachyum thyrsoideum Schnk.
Pterophyllum Guembeli Stur.
— longifolium Brngt.
Dioonites (Zamia) pennaeformis Schnk.
Carpolithus Keuperinus Schnk.

[1]) Fr. Nies, Beiträge zur Kenntnis des Keupers im Steigerwald. Diss. Würzburg 1868.

Araucarites thuringicus Born.
Widdringtonites Keuperinus Heer.
Voltzia coburgensis Schaur.

In dieser reichen Flora des Lettenkohlensandsteins in Franken herrschen demnach neben den Equiseten und Farnen bereits die Bäume der mesozoischen Zeit, die Cycadeen (Pterophyllum, Zamia) und Koniferen (Araucarien, Widdringtonien, Voltzien).

Bis zu dem auch in Franken konstanten und abschliessenden Dolomithorizont schieben sich noch graugrüne, sandige Schieferthone, thonige Sandsteinbänke und dolomitische Mergel mit wenigen Schalenresten ein. Wie gewöhnlich ist der Grenzdolomit reich an Petrefakten, unter denen auch hier die Myophoria Goldfussi Alb. am häufigsten ist; daneben liegen: Myophoria harpa Mnst., Myophoria intermedia Schaur., Natica cassiana Wissm.; Ceratodus Kaupi Ag., Saurierknochen.

Die mittlere Stufe ist auch in Franken die mächtigste Abteilung des Keupers; die bunten Thonmergel mit Gipslagern und die gelblichen und weissen Sandsteine erreichen eine Mächtigkeit von 250 m. Organische Reste sind, wie gewöhnlich, mit Ausnahme der Pflanzen im Schilfsandstein, höchst selten anzutreffen. Von Wichtigkeit für den Vergleich der deutschen Trias mit der alpinen ist die Bank, in welcher Myophoria Raibliana Desh., neben Corbula Rosthorni Desh. im Steigerwalde vorkommt. Aus dem Schilfsandstein führt Fr. Nies die folgenden, charakteristischen Keuperpflanzen an, neben denen von tierischen Resten nur Knochen von Labyrinthodonten (Capitosaurus) sich gefunden haben:

Equisetum arenaceum Brngt.
— platyodon Brngt.
Neuropteris remota Presl.
Clathropteris reticulata Kurr.
Pecopteris stuttgartiensis Brngt.
Kurria digitata Schnk.
Pterophyllum Jaegeri Brngt.
— brevipenne Kurr.
Voltzia coburgensis Schaur.

Der obere Keuper, die rhätische Stufe, ist im Steigerwald völlig denudiert und nicht mehr vorhanden. Erst weiter östlich um den Nordsaum der fränkischen Alp herum, in der Gegend von Bamberg und Baireuth sind die gelben oder weissen Sandsteine der Avicula contorta mit zwischenliegenden Pflanzenschiefern mächtig entwickelt; an vielen Orten in Oberfranken wird dieser harte, feinkörnige, gegen oben grobkörnige rhätische Sandstein als ein geschätztes Baumaterial in grossen Steinbrüchen gewonnen [1]).

Die interessante Flora dieses rhätischen Sandsteins enthält neben

[1]) C. W. von Gümbel, Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Bamberg der geognostischen Karte des Königreichs Bayern, S. 14. Kassel 1887. — Siehe auch: C. W. Gümbel. Die geognostischen Verhältnisse des fränkischen Triasgebiets, in „Bavaria“ Bd. IV, 11. Heft, München 1865; Fr. Sandberger, Die Triasformation im mittleren Maingebiete, in Würzburger gemeinnützigen Wochenschr. Jahrg. 1882; und C. W. von Gümbel, Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Neumarkt der geognostischen Karte des Königsreichs Bayern. Kassel 1888.

den auch hier vorherrschenden Equisetaceen zahlreiche Arten von Formen, Cycadeen und Koniferen, von welchen wir anführen:

Sphenopteris pectinata Göpp.
Coniopteris Kirchneri Göpp.
Thaumatopteris Brauniana Schenk.
— Muensteri Göpp.
— gracilis Schenk.
Clathropteris platyphylla Braun.
Baiera taeniata Schenk.
Thinnfeldia decurrens Braun.
Pterophyllum Braunianum Schenk.
Nilssonia polymorpha Schenk.
— acuminata Schenk.
Schizolepis Brauni Schenk.
Palissya Brauni Endl.

Neben den Pflanzen erscheinen selten Zähne und Flossenstacheln von Fischen (Sargodon tomicus Plien., Hybodus).

In den nördlichsten Gebieten des oberrheinischen Gebirgssystemes, im hessischen Waldgebirge, herrscht der Bunte Sandstein vor allen anderen Schichten vor; er bildet die Grundlage der vulkanischen Berge der Rhön, des Vogelsberges, des Habichtswaldes und der zahlreichen zerstreuten Basaltkuppen im Bereiche der Werra und Fulda. Zuweilen sind Muschelkalkdecken, selten sind Keuperreste übrig geblieben; in der langen Zeit bis zur Ablagerung tertiärer Schichten waren hier die mesozoischen Schichtensysteme der Denudation und Erosion preisgegeben. Am häufigsten erhielten sich Muschelkalk- und Keuperschollen in der Tiefe von Grabenversenkungen. Der bedeutendste dieser Muschelkalkgräben ist derjenige, welchen wir auf der Ostseite des Vogelsberges verfolgen können, aus dem Fuldathale oberhalb der Stadt Fulda über Salzschlirf und Lauterbach bis gegen Alsfeld zu, in einer Länge von 30 km [1]); in diesem Graben liegen, stark verstürzt und von zahlreichen Verwerfungen durchschnitten, Muschelkalk- und Keuperschichten zwischen dem Bunten Sandstein; bei Lauterbach hat sich sogar noch eine Liasscholle erhalten. Diese und ähnliche Grabenversenkungen in dem weiten Gebiete des hessischen Waldgebirges streichen bereits parallel der Erhebungslinie des Thüringer Waldes von Südost nach Nordwest, eine Linie, welche die nordnordöstliche Hauptrichtung quer durchschneidet. Wir können daher überall in diesem Waldgebirge die beiden sich in spitzen Winkeln schneidenden Verwerfungsspalten verfolgen: die einen verlaufen in Nordnordost parallel dem Ostrande des Schiefergebirges, die anderen verlaufen in Nordwest im Sinne des hercynischen Gebirgssystemes; je mehr wir uns dem Südrande des Thüringer Waldes nähern, um so mehr herrschen Verwerfungen und Grabenversenkungen der letzteren Richtung vor. Vielleicht erzeugten diese grossen sich kreuzenden Spaltensysteme den bedeutenden Ausfluss vulkanischer Ströme im Gebiete des hessischen Waldgebirges.

[1]) Geologische Karte des Grossherzogtums Hessen, Blätter Herbstein-Fulda und Lauterbach-Salzschlirf von H. Tasche und J. Gutberlet, mit Erläuterungen. Darmstadt 1863 und 1869.

Ueber

In den 384:		Im Odenwalde, nach W. Benecke 1881:
Grenzletten, 6 m.	36—40 m mächtig.	Rote glimmerreiche Thonsandsteine und weisse, gelbliche dünne Sandsteinplatten.
Bausandste t mit sandsteine steinen, S		
Thonsandste rneol- schnüren,		Violette, glimmrige Thonsandsteine mit Knollen von Dolomit und Carneol.
Rote glimm etten, sandsteine	300 m mächtig.	Zwischenschichten; violette, rote und gelbliche Sandsteine; im Tauberthale mit Chiroteriumspuren.
Hauptkonglo		Hauptkonglomerat.
Hauptbuntsa teine; Quarzsand ntlich häufig Tig		Glitzernde Quarzsandsteine wechselnd mit Thonsandsteinen.
		Dickbankige Thonsandsteine.
(Das untere erölle		Roter mürber Sandstein.
inku-		Feinkörnige, rote Thonsandsteine; darin die untere Konglomeratbank mit Geröllen von Quarz, Gneiss, Granit, Porphyr, 20—30 m.
	20—35 m mächtig.	Gelb und grünlich gefärbte Tigersandsteine, 10—15 m.
imm- venig		Rot und weiss gebänderter, thoniger Sandstein, 3—5 m.
		Rote Schieferletten, 5—6 m.

gel n
lberge

gel m
Mitte
cloide

e Kalk
discite

rnstein

Lager

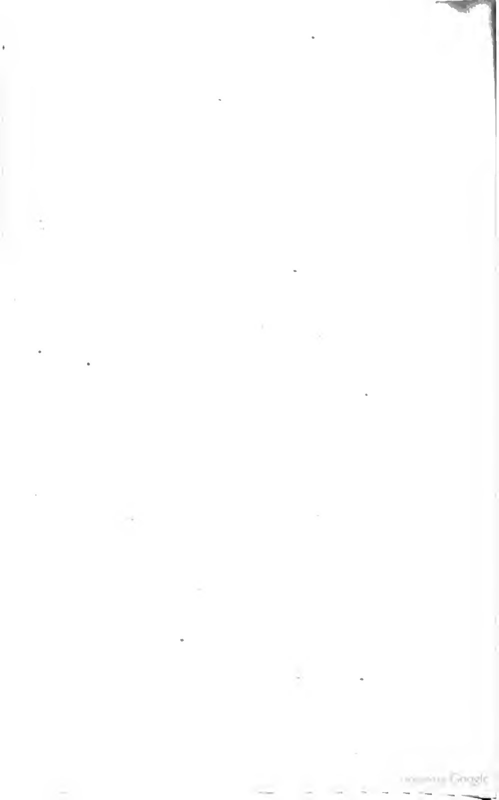
nergel.

bänken

ervillia

pboria

		In Franken, nach Fr. Sandberger 1866:
3. [gel mit lbergeri, 2. N ·gel mit Mitten- ·cloides, 1. T e Kalk- discites,	50 m mächtig.	3. Graue Kalksteine mit Trigonodus Sandbergeri, wechselnd mit gelben, grünen und schwarzen Schieferthonen mit Ostracoden, 2—3 m. 2. Nodosenkalk. Wulstige Kalke mit Cerat. semipartitus, 2,5 m. Harte graue Kalksteine, 8 m. Wulstige Kalkplatten mit Ceratites nodosus, 3 m. Schieferthone, 4 m. Bank mit Terebratula cycloides, 0,3 m. Schieferthone mit Kalken, 5 m. 1. Trochitenkalk. Trochitenbank mit Spirifer fragilis, 0,3 m. Plattenkalke mit Pecten discites, 11 m. Trochitenbank, reich an Muscheln, 0,5 m. Gelbe Mergelkalke und Kalkplatten mit Hornstein; Myophoria vulgaris, Gervillia costata, 8 m.
Dünn Grau rnstein- mit Rote Lagern Ste ergel.		Kalkmergel und Kalksteine mit Hornstein-Ausscheidungen. Zellenkalke, Zellendolomite und Mergel mit Gips und Steinsalz.
Bank bänken Musc dol viel ervillia Troch phoria	90 m mächtig.	Graue Mergel mit Myophoria orbicularis, Ceratites luganensis, 7 m. Wellenkalk mit Schaumkalkbänken, 14 m. Bank mit Spiriferina hirsuta und Trochiten. Wellenkalk mit wenig Versteinerungen, 16 m. Bank mit Spirigerina filicosta, 0,03 m. Bank mit Terebr. vulgaris, Naut. bidorsatus, 0,56 m. Wellenkalk mit wenig Versteinerungen, 35 m. Bank mit Dentalium, Ceratites Buchii, Ceratites Strombecki, 0,06 m. Wellenkalk, wulstige graue Kalksteine mit wenig Versteinerungen, Lima lineata, Myophoria cardissoides, 17 m. Wellendolomit mit Lingula tenuissima, Estheria minuta und Nothosaurus-Resten, 7 m.



4) Das Jurasystem.

Der Vater der deutschen Geologie, Abraham Gottlob Werner, hatte die Kalksteine der fränkischen und schwäbischen Alp, ohne dass er dieselben selbst gesehen, zum Muschelkalk gerechnet. Alexander von Humboldt erkannte auf einer Reise, welche er im Jahre 1795 durch das südliche Franken, die westliche Schweiz und Oberitalien machte, dass in Franken und der Schweiz eine vom Muschelkalk verschiedene Kalkbildung vorliege, und bezeichnete „die ausgebreitete Formation, welche zwischen dem alten Gips (des Zechsteins) und dem neueren Sandstein (das ist der Buntsandstein) liegt, vorläufig mit dem Namen Jurakalk“ [1]). Humboldt gelangte zu dieser unrichtigen Altersbestimmung der Juraschichten dadurch, dass damals noch die deutschen Geologen die Schweizer Molasse für den Bunten Sandstein Norddeutschlands hielten. Wie schwierig es in den Anfängen der Geologie von Deutschland noch bis zum Jahr 1820 war, nach Werners Methode, das ist nur nach der Lagerung und Gesteinsbeschaffenheit, die Formationen ihrem Alter nach zu bestimmen und von einander zu trennen, das zeigt z. B. die Abhandlung von Peter Merian [2]) über die geologische Beschaffenheit der Umgebungen von Basel, welche durch treffliche Beobachtungen einen grossen Fortschritt in Erkenntnis der Geologie des südwestlichen Deutschlands und der Schweiz bedeutet. Er wies unter anderem nach, dass der Bunte Sandstein aus Mitteldeutschland durch den Odenwald und Schwarzwald bis nach Basel hin zu verfolgen sei, dass die Jurakalke über diesem Bunten Sandstein lagern, und dass die Molasse nach den in ihr „vorkommenden Versteinerungen“ wahrscheinlich noch jünger als die Kreideformation sei; jedoch schied Merian die Jurakalke noch nicht aus der Muschelkalkformation aus, obschon er seine Gruppen des älteren Rogensteins und der jüngeren Kalke und Mergel der englischen

[1]) A. v. Humboldt, Ueber die unterirdischen Gasarten und die Mittel, ihren Nachteil zu vermindern, 1799, sagt S. 39: „Noch höhlenreicher sind die späteren Flözkalksteine, welche, mit Gips oder Sandstein regelmässig geschichtet, einen grossen Teil der Alten Welt bedecken: der Zechstein — zwischen dem alten Sandstein und alten Gips — und die ausgebreitete Formation, welche zwischen dem alten Gips und neueren Sandstein (d. i. der Buntsandstein) liegt und welche ich vorläufig mit dem Namen Jurakalk bezeichne.“ Im Kosmos IV, S. 332, sagt A. von Humboldt hierüber: „Ich hatte mich auf einer geognostischen Reise, die ich 1795 durch das südliche Franken, die westliche Schweiz und Oberitalien machte, davon überzeugt, dass der Jurakalkstein, welchen Werner zu seinem Muschelkalk rechnete, eine eigene Formation bildete. In meiner Schrift über die unterirdischen Gasarten, welche mein Bruder Wilhelm von Humboldt 1799 während meines Aufenthalts in Südamerika herausgab, wird der Formation, die ich vorläufig mit dem Namen Jurakalkstein bezeichnete, zuerst gedacht. Diese Aufstellung der neuen Formation ging sogleich in des Oberbergrats Karsten damals vielgelesene mineralogische Tabellen (1800, S. 64 und Vorrede S. VII) über. Ich nannte keine von den Versteinerungen, welche die Juraformation charakterisieren und um die L. von Buch (1839) sich unvergessliche Verdienste erworben hat. Ich irrte auch in dem Alter, das ich der Juraformation zuschrieb: da ich wegen der Nähe der Alpen, die man älter als Zechstein glaubte, sie für älter als Muschelkalk hielt.“

[2]) Peter Merian, Uebersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel, mit besonderer Hinsicht auf das Juragebirge im allgemeinen; darin besonders S. 98—115. Basel 1821.

Oolithformation gleichstellte und seinen Gryphitenkalk als englischen Lias nach den „Gryphiten, Ammoniten, Belemniten, Nautiliten und Terebrateln“ auffasste.

Die eingehendsten Studien über den Schweizer Jura hatte Leopold von Buch gemacht, und zwar während seines Aufenthaltes in Neuchâtel in den Jahren 1800—1803; es kam allerdings von diesen Studien damals wenig an die Oeffentlichkeit [1]), wir erfahren aber durch Peter Merian (a. a. O. S. 110), dass Leopold von Buch bei seinem Besuche in Basel im Herbste 1820 die Ansicht aussprach: „Der Jurakalk ist die der Kreide zunächstliegende Formation und wahrscheinlich noch jüngerer Bildung als der norddeutsche Muschelkalk.“

Eine sichere Grundlage zur Ordnung der Schichtensysteme und ihrer Stufen wurde erst gewonnen, als die Entdeckung des englischen Ingenieurs William Smith [2]), nach welcher die Schichten charakterisiert seien durch Versteinerungen, durch die Werke von W. Phillips [3]) und W. Buckland [4]) allgemein bekannt wurde. Das seit Mitte des vorigen Jahrhunderts in Deutschland gepflegte Studium der Versteinerungen erhielt durch diesen Gesichtspunkt eine noch grössere Bedeutung und einen erneuten Aufschwung [5]).

---

[1]) L. v. Buchs Gesammelte Schriften. I. Bd., S. 558: Catalogue d'une collection qui peut servir d'introduction à celle des montagnes de Neuchâtel, S. 584: Catalogue d'une collection des roches qui composent les montagnes de Neuchâtel. S. 688: Sur le Jura. S. 696: Sur le Val de Travers. S. 702: Mémoire sur le gypse de Boudri. Diese Abhandlungen blieben ungedruckt. Ueber den Jurakalk im Verhältnis zum Alpenkalk findet man einiges in den 1802 gedruckten Geognostischen Beobachtungen auf Reisen, I. Bd., Vergleichung des Passes über den Mont-Cenis mit dem über den Brenner. Gesammelte Schriften, I. Bd., S. 318—320, und Anmerkung.

[2]) William Smith, Der „Vater der Geologie von England“, wurde geboren zu Churchill in Oxfordshire am 23. März 1769, war Ingenieur, baute 1795—1799 den Somersetshire Coal Canal und beobachtete dabei die Uebereinanderlagerung der Schichten und ihren Inhalt an Versteinerungen. Als Manuskript wurde von seinen Freunden verbreitet 1799: „Order of the Strata and their imbedded Organic Remains, in the vicinity of Bath.“ Er begann darauf eine geologische Karte von England und Wales aufzunehmen, die erst nach vielen Schwierigkeiten im Jahre 1815 erscheinen konnte in 20 kolorierten Blättern. Am bekanntesten wurde: „Strata identified by organized fossils. Containing prints and colored paper of the most characteristic specimens in each stratum.“ 32 Seiten und 19 Tafeln mit gut gezeichneten kolorierten Abbildungen von Versteinerungen. London am 1. Juni 1816. Die Jahre 1828—1834 lebte W. Smith in Hackness als Verwalter der Güter des Sir John Johnstone. Am 28. August 1839 starb W. Smith zu Northampton.

Siehe: J. Marcou, Lettres sur les roches du Jura, S. 347—359: „Notice sur William Smith.“ Paris 1857—1860. John Phillips, Neffe des W. Smith, schrieb: „Memoirs of William Smith.“ London 1844.

[3]) William Phillips (gest. 1828), Outlines of the geology of England and Wales, 1816, und die vollständigere zweite Auflage dieses Werkes von W. Phillips und W. D. Conybeare, 1822.

[4]) William Buckland, Order of superposition of strata in the British Island, 1818.

[5]) G. W. Knorr, Sammlung von Merkwürdigkeiten der Natur, 1755. — E. J. Walch und G. W. Knorr, Die Naturgeschichte der Versteinerungen, 1768 bis 1783. — E. Fr. v. Schlotheim (geb. 1764, gest. 1832), Flora der Vorwelt, 1804: Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen, 1813; und Petrefaktenkunde, 1820, mit Nachträgen von 1822 und 1823. — H. v. Zieten, Die Versteinerungen Württembergs, 1830. — F. A. v. Alberti, Monographie des Bunten Sandsteins,

Leopold von Buch war der erste, welcher in Deutschland den Begriff „Leitmuscheln“ im Sinne W. Smiths genau definierte [1]): „Es finden sich in jeder Schicht einige Muscheln, die, wenn auch nicht die häufigsten, doch immer in derselben Schicht wieder vorkommen und nicht leicht die ihnen für einen bestimmten Raum angewiesenen Grenzen überschreiten. Diese Leitmuscheln geben, wo man sie findet, die völlige Bestimmtheit der Lagerung der Massen, die sie enthalten, und somit belehren sie sogleich über das, was man darüber und darunter antreffen kann.“

Die hervorragende Bedeutung und Wirkung von Leopold von Buchs Jura in Deutschland liegt darin, dass er die ihm so genau bekannten Juraschichten nun nach den Leitmuscheln in ein festes System brachte, dessen Stufen er durch die fränkische und schwäbische Alp und den Schweizer Jura mit sicherem Auge verfolgte; er gab dieser wichtigen Abhandlung die Beschreibung der „Leitmuscheln des deutschen Jura“ bei, ein Normalprofil desselben, in das er die Namen der Leitmuscheln einschrieb [2]), und eine geologische Uebersichtskarte des Jura in Deutschland, der Schweiz und Frankreich. In dieser Abhandlung sagt L. v. Buch (S. 61): „Hätte man niemals einen anderen Jura vor Augen gehabt, als den deutschen, so würde man keinen Augenblick angestanden haben, ihn in drei Teile zu trennen: 1) in einen schwarzen, am Fuss des Gebirges und bis zu geringer Höhe hinauf grösstenteils Kalkstein und Schiefer; 2) in einen braunen oder gelben an den steilen Abhängen, in welchen fast nichts als Sandsteine vorkommen; endlich 3) in einen weissen Teil, die oberen korallenerfüllten Schichten von Kalkstein, welche wie eine oft senkrechte Mauer die steilen Abhänge begrenzen.“

Mit Rücksicht auf die petrographisch abweichenden Jurastufen in England und Frankreich jedoch theilt L. v. Buch das System in den 1) unteren Jura oder Lias; 2) den mittleren und 3) den oberen Jura: im Lias unterscheidet er drei Stufen: eine untere mit Arieten Ammoniten (A. Bucklandi) und Gryphaea arcuata; eine mittlere mit Ammonites amaltheus und capricornu; eine obere die Schiefer mit Ichthyosauren, Plesiosauren, Posidonia Bronnii, Ammonites fimbriatus. Davoei. radians. Im mittleren Jura trennte er die unteren Thone mit Trigonia navis ab von den höheren Sandsteinen mit dem „weitverbreiteten Ammonites Murchisonae“ und von den oberen Kalken mit Terebratula varians, Ammonites Jason und Thonen mit Ammonites

Muschelkalks und Keupers. 1834. — A. Römer, Die Versteinerungen des Oolith-Gebirges in Norddeutschland, 1835. — G. A. Goldfuss, Petrefacta Germaniae, Abbildungen der Petrefakten Deutschlands. 1826—1841.

[1]) L. v. Buch, Ueber den Jura in Deutschland, S. 64; gelesen in der Akademie der Wissenschaften zu Berlin am 23. Februar 1837, erschienen in den Abhandlungen der phys.-math. Klasse der Akad. d. Wissensch., Jahrg. 1837, S. 49 bis 135, mit einer geologischen Karte und zwei Tafeln. Berlin 1839.

[2]) Das erste derartige „theoretische Profil der Alp Württembergs“ mit den Namen der Leitfossilien veröffentlichte F. v. Mandelsloh in den beiden unter Anmerkung 2, S. 462, citierten Werken. Nach diesen Profilen zeichnete Quenstedt seine bekannten „Uebersichtstafeln“ des Schwarzen, Braunen und Weissen Jura im Atlas zu seinem „Jura“, Tübingen 1858, und in seinen „Geologischen Ausflügen in Schwaben“, Tafel 1—5. Tübingen 1864.

sublaevis, Am. Lamberti. Endlich in der oberen Abteilung: Mergel mit Terebratula impressa, Korallenkalke mit Terebratula lacunosa. Planulaten Ammoniten (Am. polyplocus), Am. flexuosus, bifurcatus; zu oberst die lithographischen Schiefer, Nerineen- und Diceraskalke. Zugleich parallelisierte L. v. Buch seine Stufe des mittleren Jura dem Unter-Oolith, Bath-Oolith, Kelloway-Rock und Oxford-Clay, seinen Korallenkalk dem Coralrag und seine Nerineen- und Diceraskalke dem Portlandstone von England.

L. v. Buchs Einteilung des deutschen Jura in Stufen, fest bestimmt durch Leitmuscheln, hatte einen so bedeutenden Erfolg, weil sie genau der Natur abgelauscht war und alle bisher von L. v. Buch selbst auf seinen zahlreichen Reisen und von einer Anzahl tüchtiger Lokalgeologen gemachten Beobachtungen über den deutschen Jura in einer genialen Weise kurz zusammenfasste. Von den befreundeten Geologen, die L. v. Buch auf seinen Ausflügen in den deutschen und Schweizer Jura begleitet hatten, sind zu nennen: Graf zu Münster[1]) in Baireuth für die fränkische, Graf von Mandelsloh[2]) in Urach für die schwäbische Alp, Philipp Voltz[3]) in Strassburg für den elsässischen, Peter Merian[4]) für den Baseler und Jules Thurmann[5]) in Pruntrut für den Berner und französichen Jura; diese trefflichen Beobachter ihres heimatlichen Bodens werden von L. v. Buch in seiner Abhandlung gebührend anerkannt, und sie dürfen nicht vergessen werden, wenn man L. v. Buchs grosse Verdienste über den Jura von Deutschland hervorhebt.

Alle späteren Arbeiten beruhen auf dieser grundlegenden Abhandlung L. v. Buchs und bauen den Rahmen seiner Einteilung und Beschreibung aus, ohne denselben wesentlich zu verändern. Es war ein ganz besonders glücklicher Zufall, dass schon im Jahre 1836 der für das Studium der Versteinerungen ungewöhnlich begabte Schüler L. v. Buchs, Dr. Friedrich August Quenstedt, geb. am 9. Juli 1809 zu Eisleben bei Halle, gest. am 21. Dezember 1889 zu Tübingen, auf warme Empfehlung seines Meisters von Berlin als Professor nach Tübingen berufen wurde: „Ihm war es vom Schicksal vorbehalten, der

[1]) Georg Graf zu Münster, Beiträge zur Petrefaktenkunde. Unter Mitwirkung der Herren Herm. v. Meyer, Rudolf Wagner u. a. herausgegeben. 3 Bde. Baireuth 1839—1846.

[2]) Graf Friedrich v. Mandelsloh, Geognostische Profile der schwäbischen Alp Durch einen Vortrag erläutert bei der 12. Versammlung der deutschen Naturforscher und Aerzte zu Stuttgart im September 1834. Mit 3 Tafeln Profile. — Dasselbe etwas umgearbeitet: Mémoire sur la constitution géologique de l'Albe du Würtemberg, avec des profils de cette chaîne, in Mémoires de la Société d'histoire naturelle de Strasbourg, 1835.

[3]) Philipp L. Voltz, Géognosie des deux départements du Rhin, und Aperçu des vestiges organiques fossiles des deux départements du Rhin, in Aufschlager. Nouvelle description de l'Alsace, Supplément. Strasbourg 1826—1828. Ist auch gleichzeitig deutsch erschienen.

[4]) Peter Merian, Geognostische Uebersicht des südlichen Schwarzwaldes. Mit einer geognostischen Karte. Basel 1831. (Siehe auch oben S. 459, Anm. 2.)

[5]) Jules Thurmann, Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy. avec une description géognostique des terrains secondaires de ce pays et des considérations générales sur les chaînes du Jura. In: Mémoires de la société d'histoire naturelle de Strasbourg, 1. Bd., 2. Heft. Strasbourg 1830.

praeceptor Sueviae subterraneae zu werden. Mit klarem Geist und scharfem Blick fasste er das durch das Land zerstreute Material zusammen, schuf eine Universitätssammlung, die zuvor so gut wie nicht bestanden hatte, und legte im Jahre 1843 mit dem Flözgebirge Württembergs (Tübingen 1843 und 1851) den ersten Grund für die richtige Weiterentwickelung der Wissenschaft" (O. Fraas, 1882, S. X).

Quenstedts „Jura", Tübingen 1858, beruht ganz auf L. v. Buchs Abhandlung: wir finden dieselbe Ordnung der Schichten, nun noch fester gestellt und detaillierter durch die grosse Anzahl von neuen Leitmuscheln und Fossilien, die Quenstedt, seine Freunde und seine Schüler im Laufe der Jahre eifrig in Schwaben gesammelt hatten: diese reichen schwäbischen Sammlungen und die scharfe Beobachtungsgabe des Meisters erzeugten die für die Paläontologie so wichtigen grossen Werke Quenstedts: Die Petrefaktenkunde Deutschlands mit besonderer Berücksichtigung auf Württemberg und die Ammoniten des schwäbischen Jura [1]). Quenstedts neue Bezeichnung der Jurazonen mit den Buchstaben des griechischen Alphabetes (je schwarzes, braunes und weisses α—ζ) fand ausserhalb des schwäbischen Landes keinen Anklang, da bereits in den anderen deutschen und ausserdeutschen Landen die herkömmlichen Bezeichnungen der einzelnen Jurastufen zu festen Fuss gefasst hatten. Diese auswärtigen Juraprovinzen und die inzwischen weit vorgeschrittenen Arbeiten über den Jura in Norddeutschland, in der Schweiz, in Frankreich und England berücksichtigten Quenstedts Schüler mehr als der Meister, dessen Feld fast ausschliesslich Schwaben blieb, vor allen der allzu früh verstorbene Albert Oppel, dessen „Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands" (Stuttgart 1856—1858) eine grosse Wirkung auf die Methode der geologischen Studien in Deutschland ausübte, und der noch jetzt eifrig die schöne Stuttgarter Sammlung vermehrende Oskar Fraas [2]); der letztere nahm auch mit Quenstedt die geologische Aufnahme von Württemberg in die Hand und veröffentlichte die für den Bau der schwäbischen Alp sehr wertvollen Zeichnungen der durch die Eisenbahnbauten aufgeschlossenen Profillinien [3]).

---

[1]) Die Petrefaktenkunde erschien: I. Cephalopoden 1849; II. Brachiopoden 1871; III. Echiniden 1874; IV. Asteriden und Encriniten 1876; V. Schwämme 1878; VI. Röhren- nnd Sternkorallen 1881; VII. Gastropoden 1883. – Die Ammoniten des schwäbischen Jnra sind seit 1883 im Erscheinen begriffen

[2]) O. Fraas, Versuch einer Vergleichung des deutschen Juras mit dem französichen und englischen, im N. Jahrb. Min. 1850, S. 139–185. — Siehe auch Dr. Rominger, Vergleichung des Schweizer Juras mit der württembergischen Alp, im N. Jahrb. Min. 1846, S. 293—306.

[3]) Geognostische Spezialkarte von Württemberg in 1 : 50,000. Seit dem Jahre 1865 sind bis jetzt 47 Blätter mit Erläuterungen erschienen, an denen ausser Quenstedt und Fraas auch C. Deffner, E. Paulus, H. Bach und J. Hildenbrand mitgearbeitet haben. — Oskar Fraas, Die geognostische Profilierung der württembergischen Eisenbahnlinien, 1.—3. Lieferung. Stuttgart 1883—1885. — Eine geologische Uebersichtskarte von Württemberg, Baden und Hohenzollern im Massstabe 1 : 450,000, gab H. Bach 1882 heraus. — Siehe auch O. Fraas, Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern, mit geolog. Wandkarte in 1 : 280,000, Stuttgart 1882; und Th. Engel, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg, mit 6 Tafeln und einer Uebersichtskarte in 1 : 1,000,000. Stuttgart 1883.

Die geologische Erforschung des fränkischen Jura blieb hinter derjenigen des schwäbischen zurück; doch sind wir jetzt über diesen Teil des süddeutschen Jura hinreichend unterrichtet, seitdem die bayerische Landesuntersuchung auch die Oberpfalz und Mittelfranken in den Kreis ihrer Aufnahme gezogen hat.

a. Der Jura in Schwaben.

Aus den Neckarniederungen steigt man durch fruchtbare, mit Obstbäumen reich bestandene Berggehänge allmählich auf zu den rauhen Plateaus der schwäbischen Alp; die regelmässige Lagerung und der Reichtum der Schichten an Versteinerungen leitet uns von Stufe zu Stufe aus den am Fuss des Gebirges weit ausgebreiteten, dunkel gefärbten Schiefern und Kalken des Lias, über die grauen Thonmergel, gelben Sandsteine und braunverwitternden Kalksteine und Oolithe des mittleren Jura in den Abhängen der Berge, bis zu den hellgrauen, gelblichen und weissen Kalken der oberen Abteilung, welche die Zinnen des Gebirges und die Hochflächen bildet. Diese drei Teile des Jura treten jedem Beschauer deutlich vor Augen. Die untere Grenze des Jura ist gegeben durch den scharfen rhätischen Horizont (siehe oben S. 450); es beginnt mit dem Lias eine ganz neue, eine vielgestaltige Lebewelt, da im Gegensatz gegen die meist fossilarmen Triasstufen die untersten Juraschichten bevölkert sind mit einer reichen Molluskenfauna, deren weisse Schalen aus dem dunkeln Gesteine hervorleuchten. Die Grenzen zwischen den einzelnen Zonen und Stufen in dem sich nun über 500 m mächtig aufbauenden konkordanten Schichtensysteme, wie sie durch L. v. Buch, Quenstedt und Oppel gezogen wurden, sind oft leicht zu erkennen, oft schwer zu verfolgen. Es erscheint uns nicht geeignet, mit Rücksicht auf auswärtige, besonders französische und alpine Verhältnisse, die Grenze zwischen Lias und Braunem Jura, wie sie von L. v. Buch bestimmt wurde, hinaufzurücken bis über die Zone des Harpoceras Murchisonae [1]) oder die Grenze zwischen Braunem und Weissem Jura anders zu fassen, als L. v. Buch und seine Nachfolger sie annahmen [2]). Wir sind der Ansicht, dass wir jetzt nur noch im äussersten Notfalle von den historisch gewordenen Grenzen der Systeme

---

Viele specielle Forschungen über die schwäbische Alp und ihre Fossilien sind auch niedergelegt in: Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde, Stuttgart von 1845 an. In diesen Jahresheften, und zwar in den Jahrgängen 1856—1858 (XII.—XIV. Bd.) erschien auch das wichtige Werk A. Oppels, Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands.

[1]) Vgl. M. Vacek, Ueber die Fauna der Oolithe von Kap San Vigilio, verbunden mit einer Studie über die obere Liasgrenze, in Abhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Bd. XII, Nr. 3. Wien 1886.

[2]) Ueber die Grenzzonen des untersten Weissen gegen den Braunen Jura siehe: A. Oppel, Ueber die Zone des Ammonites transversarius, in Beneckes geognost.-paläontolog. Beiträge, I. Bd. München 1866. — G. Wundt, Ueber die Vertretung der Zone des Ammonites transversarius im schwäbischen Weissen Jura, in Jahreshefte d. Ver. f. vaterländ. Naturk. in Württemberg, 39. Jahrg., S. 148—165. Stuttgart 1883. — A. Zakrzewski, Die Grenzschichten des Braunen zum Weissen Jura in Schwaben, Inaug.-Diss. Stuttgart 1886.

und ihrer Stufen abgehen dürfen; denn diese Grenzen sind ja freilich künstlich gezogen, jedoch möglichst den natürlichen Verhältnissen derjenigen Gegend, wo sie zuerst aufgestellt wurden, und zwar meist von hervorragend begabten Beobachtern der Natur, angepasst; je weiter sich unsere Kenntnis der geologischen Systeme auf der Erde verbreitet, umsomehr werden wir in den Fall kommen, derartige von den bekannten deutschen oder europäischen Ausbildungen der Schichten abweichende Facies kennen zu lernen; wenn wir dann jedesmal neue Einteilungen und neue Grenzen innerhalb der Systeme aufstellen oder gar neue Systeme einführen und alte beseitigen wollten, statt an dem hergebrachten und wohlbekannten Schema festzuhalten und nur immer die lokalen Faciesunterschiede hervorzuheben, so würden wir die Fundamente unserer Wissenschaft leicht in Verwirrung bringen und stets im besten Falle nur eine künstliche Grenze durch eine andere künstliche Grenze ersetzen.

Ueber dem Weissen Jura der schwäbischen Alp lagern in vielen isolierten Partien tertiäre Gebilde, die Kreideschichten fehlen vollständig; auch in der fränkischen Alp treffen wir allein in der Umgegend von Regensburg Reste des Kreidesystemes an, jedoch nur die oberen Kreidestufen, welche die Schichten des Weissen Jura diskordant überdecken.

1) Der untere Jura oder Lias[1]).

(Siehe die Uebersichtstafel VII.)

Der ausserordentliche Reichtum an Ammoniten im Lias lässt es gerechtfertigt erscheinen, dass die Zonen dieser Jura-Abteilung zumeist nach charakteristischen Arten dieser vielgestaltigen Cephalopoden benannt wurden. Die deutsche Trias ist so arm an Ammoniten, dass wir nur eine Zone des ganzen Systemes durch eine Art dieser Tiergruppe bezeichnen konnten (Nodosenkalk); nur die Gattungen Ceratites und Ptychites finden sich in der mitteleuropäischen Trias. Obwohl nun die alpine Triasfacies eine grosse Anzahl von Ammonitengattungen und stellenweise eine Fülle von verschiedenen Arten und Individuen enthält, so verschwinden doch zumeist diese alpinen Triasgattungen mit der rhätischen Stufe aus Europa, und es erscheinen plötzlich und scheinbar

[1]) Die englische Bezeichnung Lias ist seit mehr als 50 Jahren allgemein angenommen, so dass wir dieses Wort als Synonym für den unteren oder schwarzen Jura L. v. Buchs gebrauchen werden. „Lias“ wurden von den Arbeitern in den Steinbrüchen von Somersetshire plattenförmige, mergelige Kalksteine genannt und ist das Wort wahrscheinlich verdorben aus „layers“ = Lager. — A. Oppel und C. Naumann wollten für den mittleren und oberen Jura ähnliche englische provinzielle Bezeichnungen, Dogger und Malm, einführen. Obwohl diese Worte noch nicht allgemein gebräuchlich sind, werden wir sie doch gelegentlich anwenden. In Schwaben werden Sandsteine der Angulatus-Zone und der rhätischen Schichten, in den Muschelkalkgegenden dolomitische Kalksteine von den Arbeitern „Malm“ oder „Malmstein“ genannt. Siehe hierüber: A. Oppel, Juraformation 1856—1858, S. 815—818. — C. Naumann, Lehrbuch der Geognosie, II. Bd., 1862, S. 810—811. — O. Fraas, in Jahreshefte des Ver. f. vaterländ. Naturk. in Württemberg, Bd. 14, S. 314 u. 317, Stuttgart 1858, spricht sich aus lokal schwäbischen Gründen gegen die Einführung der Namen „Dogger“ und „Malm“ aus.

unvermittelt im Lias eine ganze Reihe neuer Geschlechter und Arten: allein die Familien der Phylloceraten und Lytoceraten retten sich aus der alpinen Trias in den Jura hinüber.

Ebenso sterben mit dem Ende der Trias die zahlreichen Froschsaurier aus, Amphibien, welche in riesigen und hochentwickelten Gestalten (Mastodonsaurus, Capitosaurus, Labyrinthodon) die kontinentalen Strecken Europas bewohnten; dagegen entwickeln sich rasch die in der Trias selteneren marinen Reptilien, die Meeressaurier, von denen die Gattungen Ichthyosaurus und Plesiosaurus in grosser Menge im Liasmeere als gefährliche Raubtiere gelebt haben. Das Liasmeer in Europa breitete sich bedeutend weiter aus als das Triasmeer und überflutete zum grossen Teil die früher bestandenen kontinentalen Gebiete. Durch diese und andere Umstände erlangten die europäischen Liasablagerungen eine auffallend grosse Gleichförmigkeit sowohl nach ihrer petrographischen Ausbildung als nach ihrem faunistischen Inhalte, so dass die schwäbische Liasfacies bis in die Details hinein in ganz Deutschland wiederzuerkennen ist und wir durch die Darstellung der schwäbischen Lias zugleich ein Bild der Liasbildungen im übrigen Europa erhalten.

Die Mächtigkeit des Lias in Schwaben zeigt im Wutachgebiete etwa 50 m; sie schwillt in der Gegend von Balingen und Hechingen bis zu 100 m an und nimmt im Nordosten wieder soweit ab, dass sie bei Göppingen 80 m und bei Ellwangen nur 40 m beträgt. Diese verschiedenen Mächtigkeiten des Lias rühren davon her, dass die Thone und Mergel oder die Angulatensandsteine, also die mechanisch angeschwemmten Materialien, im Verhältnis zu den ziemlich konstant bleibenden Kalkbänken anschwellen oder abmagern; stellenweise mögen wohl auch die Reste reicheren organischen Lebens die Mächtigkeit der Schichten etwas vermehrt haben (z. B. die grossen Bucklandiräder oder die massenhaft angehäuften Gryphiten).

Der untere Lias (Schwarzer Jura α und β Quenstedt) beginnt über den obersten Keupermergeln konstant mit

1) einer 0,3—1,7 m mächtigen Kalkbank, in welcher die Psilonoten-Ammoniten (Psiloceras planorbis Sow., Ps. Johnstoni Sow., die Vorläufer der Arieten) als sichere Leitformen liegen; daneben kommen nur noch einige schlecht erhaltene Zweischaler und Cidaritenstacheln vor. Darüber zeichnen sich in einem 4—10 m mächtigen Komplex von dunkeln Schieferletten mit Kalkknollen in der Regel einige Bänke voller Cardinien aus (Thalassites Quenst.; Cardinia Listeri Sow., concinna Sow., hybrida Sow.); in diesen „Thalassitenbänken“ zeigen sich bereits kleine Angulate Ammoniten. Es folgt dann

2) die zweite Zone des unteren Lias, diejenige der Schlotheimia angulata Schlth., der „Angulaten-Sandstein“ 2—10 m mächtig: es sind dies bläulichgraue, harte Kalksandsteine, deren Kalkgehalt vom Wasser oft ausgelaugt wurde, so dass gelbliche, mürbe Sandsteine entstanden; dieselben wechsellagern mit Thonmergeln, die gegen oben an Masse zunehmen und Kalkgeoden voller Petrefakten enthalten (das „Vaihinger Nest“ Quenst.); ausser den Angulaten trifft man hier eine Menge von Schnecken (Pleurotomaria, Turbo, Turritella, Cerithium)

und Muscheln (Plagiostoma, Cardinia, Astarte): neben den Riesen-Angulaten (bis 1 m Durchmesser) im oberen Horizont erscheint auf den Fildern und im Schönbuch als Leitmuschel die Pinna Hartmanni Ziet. In den Sandsteinen wurden die Schalen der Mollusken mit dem Kalkcement des Steines ausgelaugt. Der harte Angulaten-Kalksandstein dient in Stuttgart als Pflasterstein und wird häufig als Baustein verwendet, da es der einzige gute Baustein im Lias ist; so ist die neue Burg auf dem Hohenzollern aus Angulaten-Sandstein erbaut worden.

3) Zone des Arietenkalkes, Kalk und Thon, 3—7,5 m mächtig, mit den drei Lagern des Arietites Conybeari Sow., des Ariet. Bucklandi Sow. und des Ariet. geometricus Opp. Diese Ammoniten werden auch oft bis 1 m gross (wie Wagenräder, L. v. Buch, Jura, S. 66). Arietites Conybeari erscheint bereits im oberen Horizont der Angulatenzone, hat aber im unteren Arietenkalk sein Hauptlager. Auch die Gryphaea arcuata Lam. kommt tiefer vor und ist in den Bucklandischichten schon häufig, erreicht aber in dieser Zone ihre stärkste Entwickelung in ganz erfüllten Betten: „Gryphitenkalk oder Arcuatenkalk“.

4) Die oberste Zone von Quenstedts schwarzem α wird von mageren Kalken, Mergeln und von bituminösen Kalken und Oelschiefern in einer Mächtigkeit von 1—5 m gebildet; die Oelschiefer verbreiten sich von Balingen über Tübingen bis auf die Filder bei Stuttgart 1—2 m mächtig; sie gleichen den Posidonienschiefern des oberen Lias auch darin, dass die Petrefakten ganz verdrückt sind: Acrosalenia minuta Buck. (= Cidaris olifex Quenst.), Arietites multicostatus Sow. Als Leitfossil für die ganze Zone ist Pentacrinus tuberculatus Mill. anzusehen, deren Glieder hier zu Breccien angehäuft durchgehende Schichten zusammensetzen: obwohl Pentacrinen bereits in der Psilonotenbank und sogar im rhätischen Bonebed als Seltenheit vorkommen, so erscheinen sie doch hier zuerst in gesteinsbildenden Massen. Auch Knochen und Zähne von Sauriern (Ichthyosaurus, Plesiosaurus) finden sich in den Oelschiefern und in den Arietenkalken, selten sind Schuppen und Knochen von Ganoiden Fischen (Dapedius).

Die obere Abteilung des unteren Lias (das schwarze β von Quenstedt) besteht aus einer 22—30 m mächtigen Stufe von dunkelgrauen Thonen und Schieferthonen mit Thoneisengeoden; die Versteinerungen in diesen Thonen sind meistens in Schwefelkies umgewandelt („verkiest“). Durch die obere Hälfte dieser Thonstufe zieht konstant durch den ganzen Landstrich aus dem Wutachgebiet durch die Balinger und Hechinger Gegend bis Reutlingen eine Mergelkalkbank von 0,2—0,5 m Mächtigkeit, welche die mächtigen Thone in zwei Teile teilt:

5) Im unteren Teil liegen Arietites obtusus Sow. und Aegoceras capricornu Schlth. (= Am. Turneri Quenst., daher von den schwäbischen Geologen „Turnerithone“ genannt); hier sind auch häufig die Rhynchonella Turneri Quenst., sonst nur noch Belemniten zu finden.

6) Im oberen Teile der Betathone sind Petrefakten häufiger als unten, und zwar liegen hier: als Leitform Oxynoticeras oxynotum Quenst.; daneben Aegoceras bifer Quenst., Gryphaea obliqua Gldf., Rhynchonella oxynoti Quenst. In dem scheidenden Mergelkalk bewahrten die Fossilien ihre Kalkschale und man findet hier neben dem Arietites obtusus Sow.

die Pholadomya Fraasii Op., Cardinia (Thalassites Quenst.) hybrida Sow. und andere Muscheln.

7) Den oberen Abschluss des unteren Lias kennzeichnet der Horizont des Ophioceras raricostatum Ziet., der verkiest mit Aegoceras muticum d'Orb., Pentacrinus scalaris Gldf. und verkalkt in harten, hellgrauen Kalkgeoden an der Grenze gegen den mittleren Lias häufig in den obersten dunklen Thonen erscheint.

Im nordöstlichen Teile der schwäbischen Alp, in der Kocher- und Jagstgegend bei Aalen und Ellwangen ist der obere Teil des unteren Lias sowohl arm an Versteinerungen, als in seiner Masse ansehnlich reduziert, und besteht derselbe nur aus dunklen, schweren Thonen von 3—4 m Mächtigkeit, während im südöstlichen Teile derselben im Klettgau und in der Baar der untere Lias normal entwickelt ist[1]).

Der mittlere Lias (Schwarzer Jura γ und δ Quenst.) enthält in Schwaben eine Reihe von hellgrauen Thonen, Mergeln und Kalkbänken von wechselnder Mächtigkeit; am Randen, nur wenige Meter mächtig, schwellen die Schichten in der Balinger Gegend bis zu 24, ganz im Nordosten bei Ellwangen bis 30 m an. Auch hier beobachten wir wieder, dass die Petrefakten in den Thonen und Thonmergeln meist verkiest, in den Kalken und Kalkmergeln verkalkt liegen. Die beiden Teile des mittleren Lias, die Numismalis-Mergel und die Amaltheen-Thone, lassen sich in Schwaben überall erkennen, wenn auch die ersteren im Nordosten des Landes ziemlich stark zusammenschrumpfen; aber die einzelnen Zonen, wie sie innerhalb dieser beiden Stufen von Quenstedt und Oppel unterschieden wurden, sind oft im einzelnen nicht durchzuführen, da die Leitfossilien häufig fehlen; nicht nur im Jura, sondern ebenso in den anderen Systemen ist dies eine Regel, die ihren natürlichen Grund in der Entstehung der Sedimentablagerungen hat.

Die Numismalis-Mergel (Lias γ) beginnen mit einer Kalkbank voller Spirifer verrucosus v. Buch, daneben Rhynchonellen und Belemniten, alles verkalkt. Diese Spiriferenbank gehört zur 8. Zone des Lias, harte, hellgraue Kalkmergel mit Aegoceras Taylori Sow.; hier kommt Gryphaea obliqua Goldf. häufig vor, während Gryphaea cymbium Lam. höher, im Amaltheen-Thon, liegt; auch Pholadomya decorata Hartm. hat hier ihr Bett. Die 9. Zone besteht aus Kalkmergeln, in denen das Hauptlager des Aegoceras Jamesoni Sow., des Amaltheus ibex Quenst., der Waldheimia numismalis Lam. und der Rhynchonella rimosa v. Buch sich befindet. Die hier stets verkiesten Ammoniten verwittern leicht rostig; Phylloceras heteroptyllum Sow., Oxynoticeras lynx d'Orb. erscheinen.

Die grauen und gefleckten Kalkmergel und harten Kalkbänke der 10. Zone des Aegoceras Davoei Sow. — die „Davoei-Kalke" — schliessen diesen unteren Teil des mittleren Lias, das γ Quenstedts ab. Diese Region beginnt mit Bänken voller Pentacrinus basaltiformis Mill. und

[1]) L. Würtenberger, Die Schichtenfolge des Schwarzen und Braunen Jura im Klettgau, in N. Jahrb. Min. 1867, S. 39—59. — F. Schalch, Die Gliederung der Liasformation des Donau-Rheinzuges, das. 1880, I. S. 177—266, mit Profiltafel. Stuttgart.

voller Belemniten (die „Schlachtfelder von Belemniten" Quenstedts), und enthält ausser den leitenden Ammoniten auch viele andere Aegoceraten, so Aeg. Valdani d'Orb., brevispina Sow., Masseanum d'Orb.; hier liegt auch Coeloceras pettos Quenst. Alle diese Ammoniten sind verkalkt und in der Regel fest mit dem harten Gestein verwachsen.

Die obere Region des mittleren Lias, die Amaltheen-Thone, beginnen mit der 11. Zone des Lytoceras fimbriatum Sow., einer Zone von hellen Thonmergeln mit Bänken von Kalken und Kalkmergeln, die Quenstedt als „Zwischenkalke" bezeichnet, weil hier noch der Aegoceras Davoei, aber schon der Amaltheus margaritatus Schlth., und zwar verkalkt (höher nur verkiest) vorkommen. Auch Aegoceras striatum Rein. erscheint hier neben dem Lyt. fimbriatum in grossen verkalkten Stücken. Mit den dunkeln fetten Thonen und Schieferletten der 12. Zone erscheinen die verkiesten und schönglänzenden (nicht rostenden) Ammoniten; auch Schwefelkies-Knollen und -Krystalle sind häufig. Dies ist die 12. Zone, das Hauptlager des Amaltheus margaritatus Schlth.; hier liegt häufig Phylloceras heterophyllum Sow., daneben zahlreiche Belemnites paxillosus Schlth., Pentacrinus basaltiformis Mill., Cypris-Schalen; gegen oben zeichnet sich eine Bank mit Leptaena liasina Bouch. und Plicatula spinosa Sow. aus. Wiederum werden die mächtigen dunkeln Amaltheen-Thone nach oben hin abgeschlossen durch hellgraue Steinmergel- und Kalkbänke, auch als Kalkknollen in Thonmergeln ausgebildet, in der 13. Liaszone des Amaltheus spinatus Brug. (= Am. costatus Rein., daher „Costaten-Kalke" genannt); die Fossilien liegen mit Kalkschalen meist festverwachsen im Gestein, oft zusammengehäuft in einzelnen grösseren Kalkkonkretionen, die im Mergel einlagern. Hier findet man auch die grössten Paxillosen Belemniten; ferner Brachiopoden, und zwar die grosse Rhynchonella quinqueplicata Ziet., dann Spirifer rostratus Schlth., Terebratula cornuta Sow. und Terebr. Heyseana Dunk., auch Lima Hermanni Ziet. Die obere Grenze des mittleren Lias ist mit dieser Zone von hellgrauen Steinmergeln überall in Schwaben scharf gezogen und leicht zu erkennen.

Der obere Lias (Lias ε und ζ Quenst.) enthält die Posidonien-Schiefer und die Jurensis-Mergel, zwei überall gleichförmig ausgebildete Stufen, obwohl ihre Mächtigkeit oft nur einige Meter und nirgends mehr als 10 m beträgt.

Besonders charakteristisch ist die Gesteinsbeschaffenheit der 14. Zone der Posidonomya (Posidonia) Bronnii Gldf.: es sind schwarzblaue, bituminöse Mergelschiefer, die scharf zerspalten wie die Blätter eines Buches und lederartig zäh und biegsam sind. Häufig sind die Schiefer getränkt mit Mineralöl, das hier wohl animalischen Ursprungs ist; einige Kalkbänke, die unregelmässig durch die Schiefer ziehen, und grosse Kalkgeoden sind ebenfalls reich an Bitumen und werden daher als „Stinksteine" bezeichnet. Manche Schichten sind erfüllt mit verzweigten Algenresten (Thallophyten), die weisslichgrau sich scharf abheben von dem dunkeln Thongrunde, von Quenstedt „Seegrasschiefer" genannt. Auch geflösste Hölzer und dichte schwarze Kohle (Gagat, Jet) finden sich gelegentlich. Schwefelkieshaltige Schiefer erzeugen durch Zersetzung des Erzes Alaunschiefer und Schwefelquellen. Die Posidonien

liegen zu Tausenden in den Schichtflächen, plattgedrückt ebenso wie die Ammoniten und die andern Zweischaler (Inoceramus dubius Sow., Pecten contrarius v. Buch), die hier vorkommen; charakteristisch für den oberen Lias sind die Falciferen Ammoniten (Harpoceratiden) und liegen hier im Posidonien-Schiefer: Harpoceras lythense Young, Harp. bifrons Brug., Harp. serpentinum Rein.; daneben Coeloceras commune Sow., Coel. annulatum Sow. und Coel. anguinum Rein. Die Belemniten erhalten sich voll im Schiefer durch die Festigkeit ihrer Scheiden, Belemnites acuarius Schlth., irregularis Schlth., während die Alveolen verdrückt werden; zuweilen ist ein Abdruck der Weichteile und sind noch die hornigen Häkchen der Arme zu sehen. In ähnlicher Erhaltung, oft noch mit der Sepia im Tintenbeutel, finden sich die Abdrücke von Beloteuthis Schübleri Quenst. und Geoteuthis Bollensis Ziet.

Als Fundort für die schönen schwäbischen Ichthyosaurenskelette wird gewöhnlich das bekannte Schwefelbad Boll angegeben; indessen stammen dieselben mehr aus den Schiefer-(„Fleinsplatten-")[1]-Brüchen bei Holzmaden, Ohmden, Pliensbach, Zell, Orten, welche zwischen Boll und Kirchheim unter Teck liegen. Die Saurierleichen sind häufig wie Mumien eingehüllt in Thonmergelgeoden. Hier kommen vor: Ichthyosaurus acutirostris Owen und longirostris Jaeg. Von Plesiosaurus sind in Schwaben nur einige Knochen gefunden worden. Einen Hinterfuss aus den Oelschiefern von Reutlingen stellt Quenstedt zu Plesiosaurus dolichodeirus Conyb., der berühmten englischen Art aus dem unteren Lias von Lyme Regis. Dagegen wurden die gavialartigen gepanzerten Reptilien des oberen Lias zuerst im Posidonien-Schiefer bei Boll entdeckt: Teleosaurus Bollensis Cuv. kommt nicht selten mit den Ichthyosauren in der Kirchheimer Gegend und zuweilen in vollständigen Skeletten vor. In demselben Horizont fanden sich Teleosaurier in Franken zu Altdorf und Neumarkt bei Nürnberg und in England an der Yorkshireküste bei Whitby und bei Ilminster in Somersetshire. Auch besass A. Oppel aus den Posidonien-Schiefern bei Boll einen Unterkiefer von Pterodactylus Banthensis Theod., ein Flugsaurier, der zuerst aus den Posidonien-Schiefern von Kloster Banz am Main oberhalb Bamberg beschrieben wurde.

Von der übrigen reichen Fauna dieser Stufe will ich hier nur noch die zahlreichen Ganoiden-Fische, Lepidotus Elvensis Blainv., Dapedius pholidotus Ag., Ptycholepis Bollensis Ag., Pachycormus macropterus Ag. und von Teleostiern den Leptolepis Bronni Ag. anführen und endlich noch des berühmten „Medusenhauptes" Schwabens erwähnen, Pentacrinus Briareus Quenst., das mit seinen unendlich feinen Verzweigungen der schönen Kronen zuweilen in Masse und verkiest auf den Schichtflächen der Posidonien-Schiefer angetroffen wird[2].

---

[1]) Auf den Fildern und in der Tübinger und Hechinger Gegend nennt das Volk die noch unverwitterten harten, sandigen Kalkplatten des Lias „Fleins"; wird der Kalkgehalt aus diesen Fleinsplatten ausgelaugt und werden sie durch Verwitterung gelb gefärbt, so heissen sie „Buchsteine" oder „Malmsteine". Die dunkeln Schieferletten des Lias werden „Schwaichel" genannt.

[2]) Siehe die schönen Abbildungen bei Goldfuss, Petrefaktenkunde I, Taf. 51. Fig. 3. Leipzig 1862. und in Quenstedt, Schwabens Medusenhaupt, eine Monographie der subangularen Pentacriniten. Tübingen 1868.

Graue Mergelkalke und Kalkbänke setzen die 15. Zone des Lytoceras jurense Ziet. zusammen. Hier liegen die Ammoniten nicht verdrückt, sondern dick verkalkt, aber meist ohne Schale, so dass man überall Lobenstücke aus dem Boden auswittern sieht. Die Stufe ist wenig mächtig, 3—6 m, aber konstant durchlaufend; wo sie mächtiger entwickelt ist, wie in der Göppinger Gegend, lassen sich drei Lager unterscheiden: unten dasjenige des Harpoceras radians Schlth.; in der Mitte dasjenige des Lytoceras jurense mit Hammatoceras insigne Schlth.; oben das Lager des Harpoceras Aalense Ziet. Da in Deutschland überall dieser charakteristische Horizont der Jurensis-Mergel verbreitet ist, so kommt man niemals in Zweifel, wo die Grenze gegen den braunen Jura zu ziehen ist.

2) Der mittlere Jura oder der Dogger.

(Siehe die Uebersichtstafel VIII.)

Wir beginnen den Braunen Jura mit der Zone des Lytoceras torulosum Ziet., eine Grenze, welche nach dem Vorgange von L. v. Buch und A. Oppel in Deutschland allgemein gebräuchlich ist. Ueber dieser Grenze erheben sich die Schichten dieser Abteilung als ein mächtiges System von dunkeln Thonen, blaugrauen harten Kalksteinen, Oolithen, Eisen-Oolithen und gelben Sandsteinen. Die in der Regel braun verwitternden Kalksteine verursachten den Namen „Brauner Jura". Die Stufen des mittleren Jura bilden im Gegensatz zu den flach ausgebreiteten Liasschichten der Vorlande (der „Filder") den Anstieg zur Alp, die Vorhügel und die steilen Gehänge in den unteren und mittleren Teilen der gen Nord gewandten Erosionsflächen des Gebirges. Die Mächtigkeit des Braunen Jura ist wie beim Lias in der Balinger Gegend am stärksten, 250—270 m, sie nimmt gegen Nordost immer mehr ab, und zwar sind es die oberen Zonen, die einschrumpfen: in der Kirchheimer Gegend bis 200 m, am Kocher 160 m, bei Aalen nur noch 100 m. Gegen Südwesten bleibt die Mächtigkeit bis in den Schweizer Jura ziemlich gleich in Maassen von 200—250 m.

Die scharfen Zonen und die weit durchgehenden Leitmutscheln und Schalenbetten des Schwarzen Jura vermissen wir zum grossen Teil im Braunen Jura. Wie im allgemeinen der Lias in Europa ein gleichförmiges Gepräge zeigt, der Dogger dagegen mannigfach wechselt in Gesteinsbildung und in der Fauna, so auch im einzelnen in Schwaben. Die Schichtgrenzen sind oft schwer zu ziehen, häufig fehlen die Leitformen und es erscheinen lokal isolierte Faunen; nur der untere Teil des Dogger, die Opalinus-Thone und die Murchisonae-Schichten, sind noch ziemlich gleichförmig ausgebildet.

Der untere Dogger (Braune Jura α und β Quenst.) enthält das mächtigste Glied dieser Abteilung: die schwarzblauen bis dunkelbraunen, weichen, kleinstückigen Schieferletten und Thone mit Septarien und Geoden von Thoneisenstein und Steinmergeln, oft erfüllt mit Fossilien, unter welchen die beiden Leitfossilien Harpoceras opalinum Rein. und Trigonia navis Lam. überall in Schwaben zu finden sind. Diese ca. 80 m mächtigen „Opalinus-Thone" setzen der Erosion geringen

Widerstand entgegen und sind daher stets von Wasserrissen in tiefen Schluchten zernagt; oft ereignen sich auch bedeutende Rutschungen in ihrem Bereiche, wie solche Bergschlipfe im Wutachgebiete bei Aselfingen und Mundelfingen noch bis in die letzten Jahre geschahen[1]. Zu unterst liegt die

1) Zone des Lytoceras torulosum Ziet. Schon hier erscheinen häufig die Fossilien in weissem Schalenkleide, nach abspülendem Regen scharf sich abhebend von den dunkeln Thonmergeln. Neben den leitenden Ammoniten findet sich bereits Harpoceras opalinum Rein.: dann Belemniten, Turbo subduplicatus d'Orb., Leda rostralis Lam., Nucula Hammeri Defr., Astarte Voltzii Hoen., Trigonia pulchella Ag.

2) Zone des Harpoceras opalinum Rein. und der Trigonia navis Lam. In diesen mächtigen Thonletten kommen auch einige Bänke von dunkeln Kalken und von Nagelkalk vor, wie in den unteren Lias-Thonen. Nester und Betten von weissschaligen oder braunschaligen Fossilien liegen unregelmässig vertheilt. Die schön skulptierte Trigonia navis ist das beste Leitfossil für diese Zone, obwohl sie in Schwaben nicht in so zahlreichen Exemplaren vorkommt, wie in der berühmten Gundershofener Klamm im Unter-Elsass. Harpoceras opalinum findet sich am schönsten in den Kalkthon-Knollen der oberen Horizonte.

Von anderen Petrefakten dieser Zone erwähnen wir: Lucina plana Ziet., Gervillia Hartmanni Gldf., Goniomya Knorri Ag., Lyonsia abducta Phil. Auch Nautileen, Belemniten und Pentacrinus-Stielglieder kommen vor.

Die Grenze gegen die 3. Zone des Harpoceras Murchisonae Sow. ist gekennzeichnet durch härtere Schichten, gelbe Sandsteine oder sandig-glimmrige harte Thonschiefer, über welche in den Schluchten das Wasser in der Regel als Wasserfall hinabfällt in die weichen Opalinus-Thone. Die weissen Schalen der unteren Thone hören plötzlich auf. Die petrographische Beschaffenheit dieser 20—30 m mächtigen Zone wechselt: die Schieferletten enthalten glimmrige Quarzsande und sandige, blaugraue Kalksteine; dichte Thoneisensteine, Kalkknollen voller Ammoniten schalten sich ein; mitten durch ziehen in der Regel einige Bänke von gelbem Sandstein mit Pecten pumilus Lam. (= P. personatus Ziet., daher „Personaten-Sandstein"), Sandsteine, welche gegen Osten mächtiger werden und im Gebiete der oberen Jagst als Baustein zur Verwendung kommen. Endlich werden bei Aalen und Wasseralfingen zwei Flöze (1,7 und 1,4 m mächtig) von feinkörnigen Roteisenstein-Oolithen abgebaut (mit 40 % Eisen), welche ihren Horizont im Bereiche der Personaten-Sandsteine einhalten. Versteinerungen sind in allen Schichten der Zone ziemlich häufig, doch zeigen sie keine regelmässige Verteilung, nur dass Pecten pumilus die mittleren Sandsteine charakterisiert. Ausser den beiden genannten Leitfossilien finden wir am häufigsten: Oxynoticeras Staufense Opp., Ostrea calceola Ziet., Pecten disciformis Schübl., Trigonia striata Phil., Lingula Beanii Phil., Nautileen, Belem-

[1] A. Knop, Der Bergschub im Krottenbachthale zwischen Achdorf und Eschbach im südöstlichen Schwarzwald. Litterarische Beilage der Karlsruher Zeitung. Karlsruhe, 11. Juli 1880.

niten, Zähne und Flossenstacheln von Ganoiden-Fischen, Lepidotus, Hybodus.

Im mittleren Dogger (Quenstedts braunes γ und δ) erscheinen die harten, blauen Kalke, deren gelbbraune Verwitterungsflächen hauptsächlich dieser Jura-Abteilung Schwabens den Namen des „Braunen" Jura eintrugen. Diese blauen Kalkbänke wechsellagern mit dunkeln Thonen und braunen Kalkmergeln, sandigen Thonen, Mergeln und Kalken mit einzelnen Oolithbänken und setzen ein System von Schichten zusammen, das in Schwaben etwa 40 m mächtig ist, im Nordosten des Alprandes jedoch bei Göppingen auf 30 m, am Stuifen auf 23 m, bei Gmünd auf 14 m, und endlich am Ipf bei Bopfingen gar auf 7 m abmagert.

Schon Quenstedt[1]) hat unter den eigentlichen blauen Kalken der Sauzei-Zone einige Schichten von dunkeln, sandigen Kalken, Mergeln und Thonen und einer harten Kalkbank voller Pecten pumilus („Pectinitenbank") als „Grenzregion Beta-Gamma" ausgeschieden, welche A. Oppel[2]) später als Zone des Am. Sowerbyi bezeichnete. Diese 4. Zone des Braunen Jura mit Hammatoceras Sowerbyi Mill. ist in Schwaben an vielen Orten zu verfolgen an der Hand des leitenden Ammoniten und des Belemnites Gingensis Opp. Daneben sind zu erwähnen: Hammatoceras polyacanthum Waag. und Ham. Gingense Waag., Stephanoceras Brocchi Sow. Die Ammoniten finden sich in den Thonen häufig verkiest. Gryphaea calceola Quenst., Pecten pumilus Lam. und P. Gingensis Quenst., Lima pectiniformis Schlth., Pholadomya fidicula Sow., Cidaris-Stacheln. Auch Bryozoen und Korallen, welche vorwiegend die höheren blauen Kalke bilden, kommen hier bereits vor: Ceriopora globosa Mich., Berenicea compressa Gldf., Stomatopora Terquemi Haime, Montlivaultia trochoides Edw. Haim., Thamnastraea Terquemi Edw. Haim. Die meisten Versteinerungen dieser Zone fand W. Waagen in Schwaben bei Gingen im Filsthal unterhalb Geisslingen in gelben, sandigen Thonen mit Knollen sandigen Kalkes. Auch am Südwestende der schwäbischen Alp bei Aselfingen an der Wutach und bei Beggingen am Hohen Randen hat W. Waagen die Sowerbyi-Schichten nachgewiesen[3]).

Die grössere Masse der „Blauen Kalke" des mittleren Braunen Jura gehört in die 5. Zone des Stephanoceras Sauzei d'Orb. Das sind die reinen harten, blaugrauen Kalke, wie sie z. B. in den Brüchen von Eningen bei Reutlingen zu Pflaster- und Mauersteinen gebrochen werden. Die blauen Kalke und die Mergelbänke zwischen und über denselben enthalten häufig Korallen. So trifft man schön ausgewitterte Korallen in der Balinger und in der Fils- und Kocher-Gegend. Hier zeigen sich: Montlivaultia caryophyllata Lamx., Isastraea tenuistriata M'Coy, Thamnastraea Mettensis Edw. Haim., Thecosmilia gregaria

---

[1]) Jura, 1858, S. 365—370.

[2]) A. Oppel, Paläontolog. Mitteilungen aus dem Museum des bayer. Staates, I. S. 128. Stuttgart 1862.

[3]) W. Waagen, Ueber die Zone des Ammonites Sowerbyi, in Beneckes geognost.-paläontolog. Beiträge, Bd. I, S. 507—665. München 1867.

M'Coy; daneben zahlreiche Bryozoen, so Berenicea diluviana Lamx., Ceriopora globosa Mich., Diastopora compressa Gldf.

Bei Oberalfingen erscheint in diesem Horizont eine meterdicke Eisen-Oolithbank. Hier in dieser nördlichen Gegend der schwäbischen Alp werden die blaugrauen Kalke zumeist vertreten durch sandige Mergel und dunkle, glimmrig-sandige Thone. Am Randen besteht die Zone aus blauschwarzen, sandigen Mergelkalken. Neben den leitenden Ammoniten findet man in dieser Zone in Schwaben: Stephanoceras Braikenridgi Sow., Steph. Gervillei Sow., Steph. polyschides Waag., Belemniten, Pecten disciformis Schübl., Trigonia clavellata Sow.

Den Abraum über den „Blauen Kalken" bilden dunkle Thone, in denen Belemnites giganteus Schlth. („Giganteus-Thone" Quenst.) seine Hauptentwickelung erreicht. Die bereits mit diesen Thonen wechsellagernden Kalkbänke mehren sich in der Regel gegen den oberen Teil dieser 6. Zone und enthalten hier den leitenden Ammoniten Stephanoceras Humphriesianum Sow. Zahlreiche Austern erscheinen in diesen Kalken, oft ganze Bänke zusammensetzend („Ostreenkalke" Quenst.), vor allen die scharf zickzackförmig gefaltete Ostrea cristagalli Schlth. und die Ostrea eduliformis Schlth. Hinzu treten als häufige Fossilien: Lima proboscidea Sow., Pseudomonotis echinata Sow., Modiola gigantea Quenst., Perna mytiloides Gldf., Pholadomya Murchisoni Ag. und Pholad. fidicula Sow., Trigonia costata Sow. und Trig. clavellata Sow.; auch Terebrateln, Rhynchonellen und Gastropoden. Ebenso kommen Bryozoen, Korallen und Schwämme vor, wenn auch nicht so zahlreich, wie in den beiden vorigen Zonen.

Neben dem leitenden Ammoniten erscheinen hier: Stephanoceras Blagdeni Sow. (= coronatus Quenst, daher „Coronatenschicht"; auch als besondere Zone des Stephanoceras Blagdeni ausgezeichnet). Stephanoceras Braikenridgi Sow., Harpoceras deltafalcatum Quenst.; auch Nautilus lineatus Sow., der durch den ganzen mittleren Dogger hindurchgeht.

Die Mächtigkeit der Zone des Stephanoceras Humphriesianum beträgt bei Spaichingen 12 m, in der Gegend von Balingen 15 m, bei Göppingen 8 m und schrumpft im Nordosten der Alp bei Bopfingen zu 2 m zusammen. Früher wurde die folgende 7. Zone mit dieser 6. vereinigt; dieselbe wird jedoch wegen der ausserdeutschen Verhältnisse besser als unterste Zone des oberen Dogger abgetrennt, so dass wir den mittleren Dogger (den Inferior-Oolite der Engländer und das Bajocien der Franzosen) mit der Humphriesianus-Zone abschliessen.

Der obere Dogger, welcher in Frankreich und England die mächtig entwickelten Haupt-Oolithe enthält, besteht in Schwaben vorwiegend aus dunkeln Thonen, deren Versteinerungen in der Regel in goldglänzenden Schwefelkies umgewandelt sind. Durch die bald mageren, bald fetten Thonmassen ziehen dünne Bänke blaugrauen Kalkes, in dem dann auch die Fossilien verkalkt liegen. Nur in den unteren Zonen erscheinen auch in Schwaben Oolithe (meist Eisen-Oolithe), jedoch nirgends in starker Entwickelung; denn die ganze Abteilung des oberen Dogger, die Bath- und Kelloway-Schichten, erreichen in der Wutachgegend und bis nach Spaichingen hinüber zwar noch eine

Mächtigkeit von 40 m; aber weiter in Nordosten schrumpft dieselbe immer mehr zusammen: bei Balingen 30 m, bei Kirchheim 20 m, am Kocher 10 m; endlich bei Bopfingen nur noch 4 m. Dieses Abmagern der Juraschichten nach den nordöstlichen Gebieten der schwäbischen Alp konnten wir bei den meisten Zonen konstatieren, ohne dass für diese Erscheinung bis jetzt eine genügende Erklärung aufgestellt worden wäre. Derartige schwierige Fragen können nur auf Grund genauer Kartenaufnahmen im Massstabe 1 : 25,000 entschieden werden, welche noch für den grössten Teil Süddeutschlands fehlen.

Wir beginnen diese Abteilung des Braunen Jura mit der 7. Zone des Cosmoceras subfurcatum Ziet., von Quenstedt Bifurcaten-Schicht genannt, nach dem Cosmoceras bifurcatum Schlth. Es sind in der Regel Oolithbänke bis 1 m mächtig, die sich eng an die überlagernden Parkinsoni-Oolithe anschliessen, so dass sie z. B. in der Aalener Gegend von den letzteren schwer abzutrennen sind. Von Gammelshausen bei Boll erwähnt W. Waagen (1863, S. 175) aus den in dortiger Gegend schön entwickelten Oolithen den Cosmoceras Garantianum d'Orb., der im Elsass und in Frankreich eine Leitform für diese Zone ist. Nur zu Eningen bei Reutlingen (und zwar gut aufgeschlossen am Fussweg von Eningen nach St. Johann), da besteht die Bifurcaten-Schicht aus einem fetten, dunkeln Thon, in dem die Ammoniten verkiest liegen. Hier kommt auch ein entrollter Ammonit, Crioceras bifurcatum Quenst., vor, der verkalkt auch in den feinkörnigen Eisen-Oolithen am Ipf bei Bopfingen sich findet. Rhynchonella acuticosta Ziet. ist ebenfalls charakteristisch für diesen Horizont.

Die folgende 8. Zone der Parkinsonia Parkinsoni Sow., ein wichtiger und weitverbreiteter Horizont des Braunen Jura, lässt sich leicht durch die ganze Alp verfolgen, wechselnd als fetter, blauer Thon mit verkiesten Ammoniten oder als Oolith ausgebildet, oder beide Gesteine vereinigend. So lagert bei Eningen über dem Bifurcaten-Thon zunächst derselbe dunkle Thon mit Schwefelkies-Knollen und mit Trigonia clavellata Sow., dann eine bläuliche oolithische Kalkbank mit grossen verkalkten Parkinsoniern; endlich wieder ein fetter Thon mit Dentalium Parkinsoni Quenst. (daher „Dentalien-Thon" Quenst.) mit verdrückten Posidonomyen und mit kleinen verkiesten Am. Parkinsoni. Im Westen an der Wutach und an der oberen Donau sind die Parkinsoni-Schichten am mächtigsten (20—30 m) und vorherrschend als Thone mit verkiesten Ammoniten (Stephanoceras Deslongchampsi Defr., Oppelia fusca Quenst.) entwickelt. Nach Osten nehmen die Oolithe überhand, doch nimmt die Mächtigkeit der Zone allmählich ab, so dass bei Bopfingen die ganze Zone nur 1,5 m mächtig ist und sich aus oolithischen Mergeln und hartem Kalk-Oolith mit verkalkten Ammoniten (Oppelia oolithica d'Orb.) zusammensetzt. Diese geringe Mächtigkeit der Parkinsoni-Zone im Nordosten der schwäbischen Alp mit 1,5 m ist besonders bemerkenswert gegenüber dem bedeutenden Anschwellen derselben Zone als Haupt-Oolith oder Hauptrogenstein in der oberrheinischen Tiefebene (bis 100 m mächtig) und im französischen Jura.

Die dunkeln Thone und Kalkmergel der 9. Zone mit Rhynchonella varians Schlth. und Ostrea Knorrii Ziet. (der englische Cornbrash) sind

durch ganz Schwaben, aber in wenig mächtigen Schichten verbreitet. Sowohl an der Wutach und am Randen. dann bei Blumberg, Gosheim und in der Balinger Gegend, als ganz im Nordosten am Ipf bei Bopfingen finden sich diese beiden kleinen Muscheln, oft in grosser Masse eine Bank erfüllend. Daneben liegt häufig Serpula tetragona Gldf. Von Ammoniten kommen auch in Schwaben vor: die Oppelia aspidoides Opp. und Parkinsonia ferruginea Opp., zwei leitende Formen der Varians-Schichten. Hier liegt auch die Oppelia compressa Quenst. (= Op. Württembergica Opp.).

Den oberen Horizont von Quenstedts braunem ζ bildet die 10. Zone, die Oolithe mit Macrocephalites macrocephalus Schlth. Die oolithischen Kalke und Kalkmergel, voller Eisen-Oolithkörner, innen blaugrau, aussen durch Verwitterung dunkelbraun gefärbt, lassen sich in konstanter Lagerung und meist reich an Fossilien durch die ganze schwäbische Alp, vom Hohen Randen bis zum Ipf bei Bopfingen verfolgen, ohne dass besondere Faciesunterschiede in den verschiedenen Gegenden zu bemerken wären. In der Gegend der oberen Donau nimmt die Mächtigkeit der Zone bis auf 1,5 m ab, der Eisengehalt so zu, dass früher am Fürstenberg bei Gutmadingen Erzwäschen bestanden. Auf den alten Halden sammelt man die herauswitternden Fossilien. Neben dem leitenden Ammoniten zeigen sich in dieser Zone am häufigsten: Sphaeroceras bullatum d'Orb., Perisphinctes funatus Opp. (= Per. triplicatus Quenst.), Harpoceras hecticum Rein. Daneben Brachiopoden (Rhynchonella Fürstembergensis Quenst.), einige Gastropoden und Conchiferen.

Den höchsten Teil des Dogger nehmen in Schwaben dunkle, fette Thone ein, bis zu 12 m mächtig, aus denen zahlreiche kleine verkieste Ammoniten in besonderer Schönheit von den Bächen und vom Regen herausgewaschen werden. Nach dem in den oberen Schichten häufigen Cosmoceras ornatum Schlth. wird in Schwaben dieses ganze braune ζ Quenstedts „Ornaten-Thon" genannt. Ammoniten herrschen hier fast ausschliesslich; nach den Betten derselben hat Oppel im Ornaten-Thone zwei Zonen unterschieden: die 11. Zone der Reineckia anceps Rein. und die 12. Zone des Peltoceras athleta Phil. Neben dem ersteren sind in Schwaben am häufigsten der Cosmoceras Jason Rein., Stephanoceras refractum de Haan, Cardioceras pustulatum Rein.; neben dem letzteren Peltoceras annulare Rein., Cosmoceras Duncani Sow., Oppelia bicostata Opp. Von anderen Fossilien erwähnen wir hier eines kleinen Krebses mit langen Scheren, des Mecochirus socialis Quenst., der in den fetten Ornaten-Thonen der Reutlinger Gegend gelegentlich vorkommt. Von den Fundplätzen der schön verkiesten Ammoniten des schwäbischen Ornaten-Thones sind besonders der Ursulaberg bei Pfullingen und der Linsengraben bei Metzingen bekannt geworden, aus denen die Petrefakten durch den eifrigen Händler Hildenbrand in alle Sammlungen und Museen gelangten.

3) Der obere oder Weisse Jura (Malm).
(Siehe die Uebersichtstafel IX.)

Die schwäbische und fränkische Alp erhält ihre charakteristische Gestalt durch die schroffe Mauerkrönung der weithin über das Land leuchtenden weissen Kalksteine, deren mächtige Massen Leopold von Buch veranlassten, dieser oberen Abteilung des jurassischen Systemes in Deutschland den Namen des „Weissen Jura“ zu geben. Zwar ist der Uebergang aus den Schichten des Braunen Jura in diejenigen des Weissen in der Alp ein ganz allmählicher: ohne scharfe Grenze gehen die grauen, schiefrigen und bröckeligen Thone und Mergel der Ornaten-Thone der Kelloway-Stufe in die „Impressa-Thone“ über, mit welchen Quenstedt seinen Weissen Jura beginnt: erst im oberen Teile der gegen 40 m mächtigen Thonmergel mit Terebratula impressa stellen sich die dichten, muscheligbrechenden, grauweissen Kalkbänke ein, wie sie den Weissen Jura im Gegensatz zu den blauen und den oolithischen Kalksteinen des Dogger vorwiegend zusammensetzen. Auch faunistisch besteht keine scharfe Grenze zwischen den Kelloway- und den Oxford-Thonen; einige der häufigeren Ammoniten überschreiten die von A. Oppel gezogene Grenze zwischen dem Braunen und dem Weissen Jura. Da in England und Frankreich die Verhältnisse ähnlich wie in Schwaben liegen, werden von den englischen und französischen Geologen die Oxford-Thone, also die Zonen des Aspidoceras biarmatum und des Peltoceras transversarium, in der Regel noch zum Dogger gerechnet, und der Malm erst mit der Zone des Peltoceras bimammatum begonnen. Mehrfach ist auch von den auswärtigen Geologen eine Zweiteilung des ganzen Jurasystems vorgenommen und nur ein Lias- und ein Oolithsystem unterschieden worden.

Nach den Grundsätzen, welche wir oben S. 464—465 über die Grenzen von Zonen, Stufen und Systemen entwickelt haben, bleiben wir für unseren deutschen Jura auf dem Boden der in Deutschland historisch entwickelten Wissenschaft stehen, und beginnen daher den Weissen Jura nach dem Vorgange von L. v. Buch, Quenstedt und Oppel mit den grünen Thonmergeln, für welche L. v. Buch bereits den Ammonites perarmatus und die Terebratula impressa als Leitformen angibt (Jura in Deutschland 1837).

Die über den Impressa-Thonen sich mächtig erhebenden grau- und gelblichweissen Kalksteine, oft scharf geschichtet in dünnen Kalkbänken, häufiger in massigen Kalkfelsen ausgebildet, setzen freilich nicht ausschliesslich den oberen Teil der schwäbischen Alp zusammen: sie fallen durch ihre schroffen weissen Massen nur am meisten in die Augen; vielmehr werden sie nicht selten unterbrochen von weichen Kalkmergeln und grauen Thonschiefern, oder auch sie werden von diesen in abweichender petrographischer und faunistischer Facies vertreten. Vielfach verdanken die Massenkalke ihre Entstehung den in verschiedenen Horizonten auftretenden, mächtigen und ausgebreiteten Schwamm- und Korallenbildungen, die charakteristisch sind für diese obere Jura-Abteilung.

Noch weniger scharf als im Dogger lassen sich hier im Weissen

Jura die einzelnen Zonen voneinander trennen, trotz der Fülle von Versteinerungen, deren Massen z. B. in den Korallenkalken fast allein das Gestein gebildet haben: denn meist sind es nur wenige Petrefakten, die einen beschränkten Horizont konstant einhalten und daher als „Leitmuscheln" zu gebrauchen sind; dazu erschweren die gelegentlich eintretenden Facieswechsel die Orientierung. Es hat daher viele Mühe und Arbeit gekostet, bis diese obere Abteilung des schwäbischen und fränkischen Jura in Stufen und Zonen zerlegt werden konnte; noch heute sind die Altersbeziehungen der jüngsten Zonen nicht sicher festgestellt; vielfach wurde die Ordnung der Schichten erst ermöglicht durch das eingehende Studium des Weissen Jura in den benachbarten Schweizer Gebieten, in Frankreich und England, und durch den genauen Vergleich der auswärtigen Faunen mit derjenigen in Schwaben und Franken[1]).

Die Mächtigkeit des Weissen Jura in Schwaben schwankt zwischen 200 und 300 m, und zwar nimmt dieselbe gerade wie diejenige des Lias und Dogger von Südwest nach Nordost hin derartig ab, dass die Mächtigkeit des Weissen Jura bei Spaichingen etwa 280 m, bei Balingen 240 m und bei Aalen nur noch 165 m beträgt; da der Lias in Schwaben nur 50—100 m, der Braune Jura 150—200 m Mächtigkeit erreichen, ist demnach der Weisse Jura die mächtigste Abteilung des schwäbischen Jura: er bildet die ganzen Hochflächen der Alp, die sich mit flachem Schichtenfall allmählich nach Süden zur Donau-Hochebene hin absenken; hier am Südrande der Alp treten daher die tieferen Abteilungen des Jura, des Lias und Dogger nicht mehr zu Tage, und der Weisse Jura setzt allein die schroffen Gehänge der tief durchschneidenden Thäler zusammen.

a. Oxford-Stufe, untere Stufe des Weissen Jura.

Wir beginnen die Oxford-Thone nach Oppel mit der 1. Zone des Aspidoceras biarmatum Ziet.; die grauen Thone und Mergel enthalten unten häufig graue Kalkgeoden mit Cardioceras Lamberti Sow., Card. cordatum Sow. und Aspidoceras perarmatum Sow., und in der Göppinger und Aalener Gegend einzelne Bänke mit grünen Glaukonit-Körnern. Quenstedt hatte diese Zone der „Lamberti-Knollen" (mit 25 % Phosphorsäure) noch zu seinen Ornaten-Thonen in die Kelloway-Stufe gerechnet; erst Oppel (Juraformation S. 522, 619) wies nach, dass zwar Cardioceras Lamberti schon in den obersten Ornaten-Thonen vorkommt, dass aber der übrige paläontologische Charakter dieser Zone sich enger an die Oxford-Thone anschliesst, in welche wichtige Ammoniten der Zone z. B. Cardioceras cordatum, Aspidoceras perarmatum, Peltoceras Arduennensis d'Orb., Perisphinctes plicatilis d'Orb. übergehen. Diese erste Zone des Weissen Jura ist in Schwaben wenig mächtig entwickelt, auch häufig arm

---

[1]) Vgl. A. Oppel, Ueber die Zone des Ammonites transversarius, in Beneckes geognost.-paläontolog. Beiträgen, Bd. I. München 1866. — Dieser Arbeit lässt der Herausgeber W. Waagen ein Verzeichnis der Publikationen Oppels vorausgehen. — Siehe auch W. Waagen, Versuch einer allgemeinen Klassifikation der Schichten des oberen Jura. München 1865.

an Fossilien, so dass dieselbe bei der ähnlichen petrographischen Beschaffenheit der hangenden und liegenden Schichten oft schwer am Steilrande der Alp aufzufinden ist, selbst in der so reich mit Fossilien ausgestatteten Balinger Gegend.

Es folgen dann die „Impressa-Thone“ Quenstedts als eine zweite, meist recht mächtige Zone des Weissen Jura, welche Oppel nach dem Peltoceras transversarium Qu. benannte [1]); Quenstedt hat diesen weit verbreiteten Ammoniten zuerst von Birmensdorf im Aargau (daher „Birmensdorfer Schichten“) beschrieben (Flözgebirge Württembergs 1843, S. 499); in Schwaben ist dieses Leitfossil selten (nach Oppel bei Balingen gefunden), während andere charakteristische Fossilien dieser Zone häufiger vorkommen, am häufigsten die Terebratula impressa Bronn, dann Belemnites hastatus Blainv., Harpoceras Arolicum Opp., Harp. canaliculatum v. Buch, Harp. hispidum Opp., und eine Anzahl Planulaten (Perisphinctes); die genannten Arten finden wir z. B. bei Lautlingen und Wannenthal oberhalb Balingen und auch in der Boller Gegend bei Reichenbach im Thäle. Graue Thonmergel mit hellgrauen Kalkbänken, welche nach oben an Menge zunehmen, setzen die ganze Zone zusammen; die verkalkten Ammoniten der Kalkbänke sind besser erhalten als die verkiesten der Thonlager. Die im ganzen recht gleichförmig ausgebildeten Impressa-Thone werden im westlichen Teil der schwäbischen Alp bei Spaichingen und Balingen ca. 60 m, bei Reutlingen 100—110 m, im östlichen Teile bei Göppingen 70—80 m, bei Aalen noch 40—50 mächtig.

Mit der 3. Zone des Peltoceras bimammatum Quenst. (weisses β Quenst.) beginnen die festgeschlossenen lichten Kalksteinmauern des Weissen Jura, und zwar zum grossen Teil in wohlgeschichteten Bänken mit einer Cephalopoden-Facies, zum anderen Teil aber (in der Balinger Gegend) in massigen, mergeligen Kalken als Schwamm-Facies. Die Mächtigkeit der Schichten dieser Zonen wechselt: an der Bahn oberhalb Geislingen beträgt sie nach O. Fraas [2]) 27 m, wenn man den darunterliegenden Impressa-Thonen daselbst 93 m Mächtigkeit zuweist; im allgemeinen sind diese Kalke der Oxford-Stufe in der schwäbischen Alp bedeutend weniger mächtig als die Impressa-Thone, und erheben sich oft nur zu Mauern von 15—20 m Mächtigkeit. Die Schichten enthalten meist eine Cephalopoden-Facies: neben dem leitenden Am. bimammatus die Oppelia flexuosa Buch. Harpoceras Marantianum d'Orb., Harp. semifalcatum Opp., Amaltheus alternans Buch, Perisphinctes virgulatus Quenst., Perisph. Streichensis Opp., Perisph. Tiziani Opp.

---

[1]) A. Oppel wollte allerdings in seiner angeführten Abhandlung die Transversarius-Zone in Schwaben als eine besondere untere Zone von den Impressa-Thonen abscheiden; die Trennung in zwei Zonen konnte jedoch in der schwäbischen Alp bisher noch nicht durchgeführt werden, weil der leitende Ammonites transversarius nur bei Balingen gefunden wurde. — Im Aargau nannte C. Mösch die Transverssrius-Zone „Birmensdorfer Schichten“ und die darüber liegenden, gegen 80 m mächtigen Impressa-Thone „Effinger Schichten“ (Geolog. Beschreibung des Aargauer Jura, in den Beiträgen zur geolog. Karte der Schweiz, IV. Liefg., S. 126 bis 144, Bern 1867, und ders., Der südliche Aargauer Jura, in dens. Beiträgen, X. Liefg., S. 47—59, und Anhang S. 29—32. Bern 1874).

[2]) Oskar Fraas, Die geognostische Profilierung der württembergischen Eisenbahnen, I, S. 7. Stuttgart 1883.

und andere. Daneben einige Gastropoden und Conchiferen (Pholadomya clathrata Ziet.).

Eine berühmte Fundstelle für eine Masse von zierlichen Sachen aus der Schwamm-Facies ist das sogen. „Lochengründle", ein Strasseneinschnitt der Lochensteige von Balingen nach Thieringen, wo Tausende von Stielgliedern des Pentacrinus cingulatus Mnstr., und zahlreiche andere Echinodermen-Reste (Cidaris coronata Gldf.[1]), Eugeniacrinus caryophyllatus Mill.), von Brachiopoden Terebratula bisuffarcinata Schlth., Terebratula (Megerlea) pectunculus Schlth., Rhynchonella lacunosa Buch, von oolithartig verkalkten Foraminiferen (Nodosaria, Cristellaria), von Bryozoen, von zahlreichen Schwämmen, von kleinen Cephalopoden und vieles andere herauswittern. Quenstedt rechnete diese „Lochenschichten" wie sie in der Gegend von Balingen, z. B. am Rabenfelsen oberhalb Ensisheim, am Hörnle, Böllach etc. in gleicher Weise wie an der Lochensteige anstehen, früher zur Schwamm-Facies seines weissen γ, neuerdings stellte er sie in sein weisses α, nennt dieselbe „kolonisiertes α", und meint, dass diese Schwamm-Facies aus der Schweiz (Schwamm-Facies der Birmensdorfer Schichten im Aargau) nach Schwaben eingewandert sei; indessen stehen die Impressa-Thone in der Balinger Gegend überall unter den Lochenschichten an, und die Ammoniten aus den letzteren weisen diese Schwamm-Facies eher der höheren Zone, den Bimammatus-Kalken zu: Amaltheus alternans Buch, Aspidoceras Oegir Opp., Harpoceras Arolicum Opp., Oppelia flexuosa Buch. Von Schwämmen sind die häufigsten: Cypellia rugosa Gldf., Porospongia impressa Gldf., Sporadopyle obliqua Gldf., Stauroderma Lochense Quenst. Oppel (Transversarius-Zone 1866) und Waagen (Jura 1863 S. 278) stellen die Lochenschichten in die Zone des Peltoceras bimammatum.

b. Kimmeridge-Stufe.

Aehnlich der unteren Stufe des Weissen Jura teilt sich in Schwaben die Kimmeridge-Stufe in zwei Zonen, unten Thonmergel mit flachen, wasserreichen Bergflächen, die eine leicht kenntliche Terrasse im oberen Teil der Alp bilden, und darüber geschlossene Kalke in hohen schroffen Wänden von neuem ansteigend; es sind die beiden Zonen der Oppelia tenuilobata Opp. und der Reineckia Eudoxus d'Orb. (weisses γ und δ Quenstedt), deren Mächtigkeit im ganzen ca. 100 m erreicht: die untere Zone ist bei Spaichingen und Balingen etwa 30 m, bei Reutlingen und Göppingen 50—60 m, im Nordosten bei Aalen und Bopfingen nur 20 m mächtig, während die obere Zone an der oberen Donau bei Tuttlingen nur 15 m, dagegen bei Balingen und Reutlingen 50—60 m Mächtigkeit zeigt und in der Gegend von Kirchheim bis Aalen wiederum auf 25 m abmagert.

Die hellgrauen Thonmergel der Tenuilobata-Zone enthalten vor-

[1]) Cidaris florigemma Phil., ein Leitfossil der Bimammatus-Zone im nordwestlichen Deutschland, in Frankreich und England (Coralrag) fehlt in Süddeutschland, findet sich aber im Aargauer Jura nach C. Mösch, Der südliche Aargauer Jura, 1874. S. 67 ff.

wiegend Ammoniten, häufig verkiest, wie in den petrographisch ähnlichen Impressa-Thonen; die Planulaten (Perisphinctes) herrschen vor, oft in grossen Exemplaren; es finden sich neben dem leitenden Ammoniten (Oppelia tenuilobata Opp.): Perisphinctes polyplocus Rein., Perisph. (Sutneria) platynotus Rein. (= P. Reineckianus Quenst.), Perisph. Lothari Opp., Aspidoceras acanthicum Opp., Oppelia trachynota Opp., Aptychus laevis H. v. Meyr.; Terebratulina substriata Schlth., Avicula similis Gldf.

Im oberen Teile dieser Zone erscheint häufig eine Schwamm-Facies, deren massige Kalkbildungen die wohlgeschichteten Thone verdrängen und klotzig aus den Berggehängen hervorstehen, so z. B. in der Balinger Gegend oben auf dem Plateau des Heuberges, südlich Reutlingen, bei Kohlstetten und Gomadingen, auf dem Aalbuch an der Weissensteiner Steige (gegen Böhmenkirch) und auf dem Gipfel des Stuifen. In dieser Schwamm-Facies erscheinen zum Teil wieder dieselben Arten wie in derjenigen der Bimammatus-Zone (am Lochen), so Stauroderma Lochense Zitt., Cypellia rugosa Gldf., und die häufigen Brachiopoden, Terebratula bisuffarcinata Schlth. und Rhynchonella lacunosa Buch, so dass Quenstedt anfangs die „Lochenschichten“ hierher in sein γ gestellt hatte; ausserdem finden sich: Melonella radiata Quenst., Sporadopyle ramosa Quenst. und eine Menge von Echinodermen, Cidaris coronata Gldf., Collyrites capistrata Gldf., Rhabdocidaris nobilis Des.

In der zweiten Zone der Reineckia Eudoxus d'Orb. (weisses γ Quenst.) laufen die wohlgeschichteten, lichten Kalksteine ziemlich konstant hindurch auf dem Hochrande der schwäbischen Alp. Nur an manchen Stellen, so in den Felszinnen der oberen Thalgehänge um Urach (Hohenurach selbst liegt auf Schwammfelsen) und Geislingen (Plateau bei Oberböhringen) stellt sich wiederum eine reiche Schwamm-Facies ein, in der am besten auf den Höhen von Erkenbrechtsweiler bei Neuffen. und am Bosler (südlich über Bad Boll) zu sammeln sind: Cnemidiastrum stellatum Gldf., Hyalotragos patella Gldf., Pyrgochonia acetabulum Gldf., zum Teil erscheinen auch hier wieder dieselben fossilen Arten wie in der Schwamm-Facies der beiden unteren Zonen, besonders die Echinodermen: Cidaris coronata Gldf., Eugeniacrinus caryophyllatus Mill., Pentacrinus cingulatus Mnstr. und andere.

Die Facies der wohlgeschichteten Kalksteine enthält vorherrschend Ammoniten, zum grossen Teil dieselben, wie in der unterliegenden Zone der Oppelia tenuilobata, so dass beide Zonen paläontologisch (auch in der Schwamm-Facies) eng miteinander verbunden bleiben (Acanthicus-Schichten des alpinen Jura; Kimmeridge-Stufe). Hinzu kommen Reineckia mutabilis Sow., Aspidoceras longispinum Sow., Perisphinctes colubrinus Reink., Perisph. bipedalis Quenst.

c. Tithon-Stufe.

Die höchsten, nahe dem Nordrande des Gebirges gelegenen Teile der schwäbischen Alp werden meist gebildet von den scharfgeschichteten Kimmeridge-Kalksteinen der Eudoxus-Zone; erst in den zur Donau hinabziehenden Thälern gelangen wir mit dem Südfallen der Schichten

zu den jüngsten Ablagerungen des schwäbischen Jura: zu massigen, oft marmorisierten Felsenkalken, zu Korallenkalken, zu Dolomiten und dolomitischen Kalken, zu Oolithen, zu mergeligen Cementkalken und zu den dünnschichtigen Plattenkalken, welche am bekanntesten als „lithographische Schiefer“ aus der Umgegend von Solenhofen bei Eichstädt in der bayerischen Alp geworden sind. Die Mächtigkeit dieser jüngsten Bildungen nimmt um so mehr zu, je mehr wir uns dem Südrande der Alp nähern, weil diese Schichten auf den Höhen der Alp zum grossen Teil von der Denudation und Erosion zerstört und fortgeschwemmt wurden: in der Tuttlinger Gegend, im Bereiche der oberen Donau, soweit sie den Jura selbst durchbricht, beträgt ihre Mächtigkeit ca. 120 m, weiter abwärts in der Gegend nördlich von Ulm 150—180 m.

Die starke Zerklüftung der Felsenkalke und Dolomite erklärt die grosse Trocknis der Bergflächen und der Thäler in den südlichen Teilen der schwäbischen Alp und auf den Hochflächen des bayerisch-fränkischen Jura: das auffallende Regenwasser versinkt rasch durch die durchlässigen Kalke und Dolomite bis auf die tieferliegenden Kimmeridge-Thone, in deren Horizont dann reichliche Quellen hervorbrechen; daher entstehen die zahlreichen „Trockenthäler“ in der Alp. Nur die mergeligen Ablagerungen der „Cementmergel“ in der Umgegend von Ulm und Blaubeuren und die auch oft mergeligen Plattenkalke halten einigermassen das Wasser zusammen.

Zahlreiche und zum Teil ausgedehnte Höhlen treffen wir in diesen jüngsten Felsenkalken und Dolomiten der schwäbischen und fränkischen Alp an. Höhlen, die offenbar von den versinkenden und in der Tiefe durchströmenden Wassern ausgehöhlt wurden; auch trichterförmige Bodensenken, entstanden durch Einsturz von Höhlen, kommen vor.

Während bisher im Weissen Jura die massigen Kalke vorwiegend durch Schwämme gebildet waren und die Korallen in geringerer Menge auftraten, verdanken die jüngsten massigen, zum Teil marmorisierten Felsenkalke und wohl auch die Dolomite in der schwäbischen und fränkischen Alp ihre Entstehung vorwiegend riffbauenden Korallen, Asträiden und Thamnasträen; die im Inneren völlig strukturlosen Massenkalke lassen häufig auf Spalten und Oberflächen durch die ätzende Anwitterung ihre Korallenstruktur erkennen. Eine grosse Zahl neuer Korallengattungen entwickelten sich in dieser jüngsten Jurazeit; doch dauern daneben manche der älteren Korallengattungen fort, die wir aus dem Braunen und unteren Weissen Jura kennen lernten. Häufig sind die Korallen und die begleitenden Fossilien (Echinodermen, Brachiopoden, auch einige Ammoniten) vollkommen verkieselt (Nattheim), und wittern dann in vortrefflicher Erhaltung schön aus den Kalken heraus. Die Kieselsäure dieser Versteinerungen und der Kieselknauern, die häufig in den Kalken erscheinen, dürfte wohl herrühren von Organismen mit Kieselskeletten (Schwämme, Radiolarien).

In dieser jüngsten Stufe der schwäbischen und fränkischen Alp lassen sich zwei verschiedene Ablagerungen unterscheiden, voneinander abweichend sowohl in ihrer Fauna als in ihrer Gesteinsbeschaffenheit: einerseits die Korallenkalke, welche wir als plumpe Felsenkalke, marmorisierte Kalke, Dolomite und Oolithe ausgebildet antreffen und deren reichen



Fossilinhalt wir z. B. bei Nattheim, Arnegg, Schnaitheim, Kelheim finden; andrerseits die Plattenkalke, scharf geschichtete, meist etwas mergelige Kalke, deren Typen die berühmten lithographischen Schiefer von Solenhofen, die Krebsscherenplatten von Nusplingen und die Cementmergel bei Ulm sind. Während die Korallenkalke der zahlreichen Fdudplätze untereinander im ganzen eine verwandte Fauna enthalten, und während noch mehr die Faunen der Plattenkalke miteinander übereinstimmen, findeu wir nur wenige und unwichtige Arten (einige Brachiopoden und Gastropoden), welche den Korallenkalken und den Plattenkalken gemeinsam sind.

Auch die gegenseitige Lagerung beider Ablagerungen ist bisher noch nicht hinreichend aufgeklärt. Quenstedt gibt an (Jura 1858 S. 791), dass zwar an vielen Stellen die Plattenkalke (sein weisses ζ) regelmässig die Korallenkalke (sein weisses ε) überlagern, dass aber mehrfach die ersteren muldenförmig in die letzteren eingebettet liegen: „Die älteren plumpen Felsen (des ε) ragen hoch wie altes Mauerwerk über die horizontalen wasserhaltigen und fruchtbaren Schichten (des ζ) empor, ja auf dem Heuberge kommt es einem oft vor, als wäre die plumpe Felsenmasse ε in lauter kleine Seebecken zerschnitten gewesen, auf deren Grunde sich der bituminöse Kalk ζ abgelagert hätte.“ Auch Gümbel vertritt diese Auffassung[1]): die Solenhofener Plattenkalke „scheinen sich meist in flachen Vertiefungen und Buchtungen abgelagert zu haben, deren Boden und Ränder von den vor ihnen entstandenen älteren Dolomitfelsmassen gebildet wurden. Dieser Voraussetzung entspricht die Feiuheit des Materials, aus welchem die Plattenkalke bestehen, und die dünne Schichtung, welche ihnen eigen ist. Damit stimmt auch, wie wir später sehen werden, der Charakter der organischen Ueberreste vollständig überein, welche von ihnen umschlossen werden, und deren Gesammtcharakter auf Bewohner stiller, von flachen, brandungsfreien Festlandsküsten umgebener Meeresbuchten hinweist.“

Dieser Auffassung widersprechen allerdings einige Angaben, nach denen auch direkt über den Plattenkalken noch Korallenkalke lagern sollen. Die grosse Masse der letzteren scheint jedenfalls älter zu sein, als die Plattenkalke; vielleicht ging aber die Bildung der Korallenkalke an manchen Stellen noch fort während der Ablagerung der Plattenkalke, so dass die letzteren alsdann sich in den stillen Lagunen hinter den Korallenriffen abgesetzt hätten.

Fragen wir nach Leitfossilien, so lassen uns die Ammoniten hier im Stiche; die wenigen Ammoniten, welche in den Korallenkalken und Plattenkalken vorkommen, sind in ihrer Verbreitung zu beschränkt, um als Leitfossilien dienen zu können: Aspidoceras longispinum Sow. kommt zwar auch in den Pteroceras-Schichten von Hannover vor, ebenso wie im Aargauer und französischen Jura; indessen finden wir diesen Am-

---

[1]) C. W. Gümbel, Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Neumarkt der geognostischen Karte des Königreichs Bayern, Kassel 1888, S. 33. Vgl. ders., Die geognostischen Verhältnisse des Ulmer Cementmergels etc., in Sitzungsber. der bayer. Akad. Wissensch. math.-phys. Klasse vom 7. Jan. 1871, München.

moniten im schwäbischen und fränkischen Jura ausser in den Korallenkalken von Nattheim, Oberstotzingen, Kelheim und in den Plattenkalken von Nusplingen bereits in der tieferen Zone der Reineckia Eudoxus [1]). Perisphinctes Ulmensis Opp., Oppelia lithographica Opp. und Op. steraspis Opp. beschränken sich in ihrer Verbreitung auf Franken, Schwaben und das Aargau und liegen in den Plattenkalken, welche Mösch im Aargau als Zone des Ammonites steraspis in sein „Virgulien" stellt: Perisphinctes Ulmensis wird auch von Quenstedt (Jura S. 775) aus dem Korallenkalk von Nattheim citiert.

Dagegen erscheinen in Franken und Schwaben zwei in den obersten Jurakalken der Schweiz, im nordwestlichen Deutschland und in Nordfrankreich verbreitete Leitfossilien: Pteroceras Oceani Brong., der in den Korallenkalken von Kelheim und im Frankendolomit vorkommt, und die Exogyra virgula Defr., welche mit Perisphinctes Ulmensis und mit den charakteristischen Krebsscheren (Magila suprajurensis Quenst.) zusammen in mergeligen Zwischenschichten der Kalksteinbrüche bei Neuburg an der Donau und in dunkelgrauen Mergeln bei Blaubeuren an der Basis der Plattenkalke nach Gümbel häufig anzutreffen ist. Es würden danach die Korallen- (Diceras-) Kalke von Kelheim, mit denen die Korallenkalke (Nerineen-Oolithe) von Oberstotzingen (am Südrande der schwäbischen Alp nördlich von Günzburg unterhalb Ulm gelegen) und von Schnaitheim (im Brenzthale oberhalb Heidenheim) zunächst verwandt sind, in die Zone des Pteroceras Oceani (Ptérocérien) zu stellen sein. Die Korallenfauna von Nattheim zeigt gewisse Verschiedenheiten von derjenigen von Kelheim: die Diceraten fehlen vollständig in Nattheim, jedoch sind von hier charakteristische Nerineen der Kelheimer Kalke bekannt; doch ist es bis jetzt nicht möglich, Altersunterschiede für die verschiedenen Fundorte innerhalb der grossen Masse der schwäbischen Korallenkalke und der noch weniger leicht zu gliedernden Frankendolomite festzustellen [2]).

Mit den Plattenkalken (Krebsscherenplatten Quenst., Nusplingen, Solenhofen, Cementmergel in der Umgegend von Ulm) haben die Korallenkalke sehr wenig Arten gemeinsam; einige Brachiopoden von Kelheim, die in den obersten Kalken von Solenhofen und in den Kalkplatten bei Nusplingen liegen, können nicht massgebend sein. Da die Plattenkalke bei Blaubeuren und Neuburg unmittelbar über Schichten mit Exogyra virgula lagern, und da Mösch die Aargauer Plattenkalke (mit einer der schwäbischen ähnlichen Fauna) den Solothurner Kalken mit Exogyra virgula gleichstellt, so werden wir vorläufig die Ansicht von Mösch annehmen können und die Solenhofener Plattenkalke in die Zone der Exogyra virgula (Virgulien) einstellen. Ob nun ein Teil der Korallenkalke des schwäbischen und fränkischen Jura gleichzeitig mit den Plattenkalken fortwuchs, oder ob gar ein Teil derselben jünger

---

[1]) Im alpinen Jura beginnt Aspidoceras longispinum bereits in der Tenuilobata-Zone, siehe M. Neumayr, Die Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum, in Abhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt, Bd. V, Heft 6. Wien 1873.

[2]) Es ist zu berücksichtigen, dass die Faunen der Korallenkalke aus der schwäbischen Alp noch nicht so sorgfältig bearbeitet wurden, als es der Fall ist mit der Fauna der sogen. Diceras-Kalke von Kelheim (siehe unten).

ist als die letzteren und den Portlandkalken von England im Alter gleichzustellen sei, ist bis jetzt noch unerwiesen geblieben.

Wir weisen schliesslich noch auf die wichtige Thatsache hin, dass die genaue Bearbeitung der Kelheimer Diceraskalke durch G. Böhm und M. Schlosser ganz unerwartet einen Zusammenhang nachweisen konnte zwischen der Fauna dieser fränkischen Korallenkalke und derjenigen der unteren Tithon-Stufe in den Alpen[1]); berücksichtigen wir gleichzeitig die Uebereinstimmung gewisser Lias- und Dogger-Faunen in den schwäbischen und alpinen Jura-Facies, so wird sich die weite Kluft, welche man früher zwischen dem schwäbisch-fränkischen Jurawall und dem nördlichen Alpenrande aufzureissen geneigt war, doch allmählich überbrücken lassen, wenn auch der Zusammenhang naturgemäss nicht ein so inniger sein kann, wie in den Westalpen und ihren Vorbergen.

l) Zone des Pteroceras Oceani Brong.

Zu dieser unteren Zone der Tithon-Stufe rechnen wir demnach die sämtlichen Korallenkalke der schwäbischen Alp, deren reiche Fauna besonders in der Gegend von Urach (Sirchingen, Wittlingen), bei Blaubeuren (Arnegg, Sotzenhausen) und bei Heidenheim (Nattheim, Schnaitheim) zu finden ist; an dem bekanntesten Fundorte Nattheim, dessen verkieselte, schön ausgewitterte Versteinerungen in allen Sammlungen anzutreffen sind, lagen die Fossilien in den tertiären rotbraunen Bohnerzlehmen auf sekundärer Lagerstätte; nachdem die Bohnerzgruben aufgelassen wurden, ist jetzt bei Nattheim wenig mehr zu erhalten. In der Regel sind es plumpe Felsenkalke, die diese Zone zusammensetzen, oft auch zuckerkörnig marmorisierte Kalksteine (Arnegger Marmor); oder dolomitische Kalke und — besonders im fränkischen Jura — reine Dolomite; in den oberen Horizonten treten auch oolithische Kalke auf (Nerineen-Oolithe von Oberstotzingen und Schnaitheim).

Aus der umfangreichen Fauna der Korallenkalke erwähnen wir hier die folgenden Arten:

a. Schwämme:

Sporadopyle obliqua Gldf.
Tremadictyon reticulatum Gldf.
Cnemidiastrum stellatum Gldf.
Platychonia vagans Quenst.
Corynella Quenstedti Zitt.
Stellispongia glomerata Quenst.
Peronella cylindrica Mnstr.
Eusiphonella Bronni Mnstr.

[1]) Vgl. auch M. Neumayr, Jurastudien im Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, XX. Bd. Wien 1870. Daselbst beschreibt Neumayr zwei Ammoniten des fränkischen Jura, die ebenfalls im untertithonischen Klippenkalke der Karpathen vorkommen.

b. Korallen:

Thamnastraea arachnoides Park.
Montlivaultia obconica Gldf.
Thecosmilia trichotoma Gldf.
Favia caryophylloides From.
Isastraea helianthoides Gldf.
Latimaeandra seriata Beck.
Epismilia circumvelata Quenst.
Placophyllia dianthus Gldf.
Stylina tubulosa Gldf.
Enallohelia striata Quenst.

c. Bryozoen:

Ceriopora radiata Gldf.
Chaetetes polyporus Quenst.

d. Echinodermen:

Apiocrinus mespiliformis Schlth.
Pentacrinus astralis Quenst.
Solanocrinus (Comatula) costatus Gldf.
Cidaris elegans Mnstr.
Rhabdocidaris nobilis Des.
Diadema subangulare Gldf.
Stomechinus lineatus Gldf.
Holectypus orificatus Schlth.

e. Brachiopoden:

Rhynchonella Asteriana d'Orb.
— trilobata Ziet.
Terebratulina substriata Schlth.
Terebratula insignis Schübl.
Waldheimia trigonella Schlth.
Terebratella pectunculoides Schlth.
Megerlea loricata Schlth.

f. Conchiferen:

Diceras speciosum Mnstr. (Oberstotzingen).
Isoarca cordiformis Ziet. (Nattheim).
Exogyra spiralis Gldf.

g. Gastropoden:

Nerinea subscalaris Mnstr. (Nattheim, Oberstotzingen).
— suevica Quenst. (Nattheim).
— Desvoydyi d'Orb. (Oberstotzingen, Schnaitheim).

h. Cephalopoden:

Aspidoceras longispinum Sow. (Nattheim, Oberstotzingen).
Perisphinctes Ulmensis Opp. (Nattheim, Oberstotzingen).

i. Reptilien:

Dakosaurus maximus Plien. (Schnaitheim).

Die Korallenfauna dieser Zone ist demnach wie gewöhnlich begleitet von Schwämmen, Bryozoen, Echinodermen und Brachiopoden; von den übrigen Mollusken sind Diceras und Nerinea ebenfalls echte Korallenkalkgattungen; auch ist die Seltenheit von Cephalopoden charakteristisch für diese Bildungen in flachen Meeren nahe den Küsten.

2) Zone der Exogyra virgula Defr.

Wir werden aus dieser oberen Zone der Tithon-Stufe die berühmte Fauna der lithographischen Kalkplatten von Solenhofen weiter unten anzuführen haben; hier nennen wir die folgenden Arten aus den mit Solenhofen nahe verwandten Kalkplatten von Nusplingen (auf dem Plateau des Heuberges bei Balingen gelegen), aus den weit auf der schwäbischen Alp verbreiteten, dickschichtigeren Plattenkalken, welche Quenstedt nach den häufigen Resten vom Magila suprajurensis „Krebsscherenplatten" nannte, und aus den mergeligen Kalken und Thonmergeln, die am Hochsträss bei Ulm und Blaubeuren in zahlreichen Brüchen zur Cementfabrikation gewonnen werden.

a. Pflanzen (nur von Nusplingen):

Odontopteris jurensis Kurr. }
Neuropteris limbatus Quenst. } Farne.
Caulopteris colubrinus Strnbg. }

Echinostrobus Frischmanni Ung., eine Conifere, deren zapfentragende Zweigstücke auch in den Kalkplatten von Solenhofen vorkommen.

b. Echinodermen:

Pentacrinus Sigmaringensis Quenst. (Hochsträss).
Antedon (Comatula) pinnatus Gldf. (Nusplingen).

c. Brachiopoden (Hochsträss):

Terebratula insignis Schübl.
Zeilleria pentagonalis Mand.

d. Cephalopoden:

Aspidoceras longispinum Sow.
Oppelia lithographica Opp.
— steraspis Opp.
Perisphinctes Ulmensis Opp.
Aptychus laevis H. v. Meyr.
Acanthoteuthis speciosa Mnstr.
Plesioteuthis prisca Rüp.
Trachyteuthis hastiformis Rüp.

e. Anthropoden:

Magila suprajurensis Quenst.
Penaeus speciosus Mnstr.
Eryon arctiformis Schlth.

f. Fische (von Nusplingen):

Squatina acanthoderma Fraas.
Leptolepis sprattiformis Ag.

g. Reptilien (von Nusplingen):

Gnathosaurus subulatus H. v. Meyr.
Pterodactylus suevicus Quenst.

Die jüngsten Bildungen des jurassischen Systemes, welche den Portland- und Purbeck-Schichten von England entsprechen, fehlen im Bereiche der schwäbischen Alp, ebenso wie die sämmtlichen Stufen des Kreidesystems; erst tertiäre und diluviale Ablagerungen breiten sich diskordant aus über die Kalksteinflächen des Weissen Jura.

Ueberblicken wir die allgemeine Lagerung der 500—600 m mächtigen Juraschichten in der schwäbischen Alp, so erkennen wir im ganzen einen regelmässigen und gleichförmigen Aufbau, der zugleich mit dem grossen Reichtum von Versteinerungen die Erforschung der geologischen Beschaffenheit dieses Gebirges wesentlich erleichterte und förderte. Im Gegensatz zu dem stark zusammengefalteten Schweizer Jura finden wir hier eine ausschliesslich tafelförmige Lagerung grosser Schichtenplatten, die zwar häufig von Verwerfungen durchschnitten und hierdurch oft ein wenig gegeneinander verschoben wurden, die aber im grossen und ganzen in ein und demselben Sinne flach nach Südost und Süd dem Bodensee und der Donauebene zu einfallen: wir steigen den steilen Nordabhang der Alp hinauf über die Schichtenköpfe sämtlicher Jurazonen, über die dunkelgefärbten Lias-Schiefer und -Kalke am Fusse der Berge, über die Thone, Sandsteine, blauen Kalke und Oolithe des Braunen Jura in den mittleren Gehängen, endlich über die hellgrauen Kalksteine und Mergel des Weissen Jura bis zum oberen Rande der auf der Höhe der Alp sich ausdehnenden Plateaus; auf der Südseite des Gebirges dagegen liegen die älteren Stufen des Jurasystems tief unter den Thalsohlen, und die weissen Jurakalke der Berge tauchen direkt unter die tertiären und diluvialen Ablagerungen der oberbayerischen Hochebene. Hier längs des Südrandes der Alp sind die Juratafeln in der Regel sehr zerstückt und in kleinere Schollen zertrümmert; vielfach greifen die tertiären Ablagerungen tief über die Juraschollen hinein; oft brechen die Jurakalke steil zur Donauebene ab. Es sind am südlichen Rande der schwäbischen und bayerischen Alp bedeutende Abbrüche und Verwerfungen vorhanden, so dass die Jurastufen rasch in bedeutende Tiefen unter die oberbayerische Ebene absinken, nicht flach unter dieselbe einfallen.

Der nördliche Steilrand der schwäbischen Alp entspricht nicht einem primären Gebirgsrande; vielmehr stellt er sich nur als die jetzige Grenze der Erosion dar, welche die Juraschichten ziemlich vollständig im Laufe der Zeiten über den Triasstufen der Neckarniederungen fortgespült hat: Reste der Liasschichten sind über dem Keuper noch in den Vorlanden der Alp bis über den Neckar im Schönbuch, auf den Fildern, im Schurwald und Welzheimer Wald in ziemlich ausgedehnten

Flächen übrig geblieben. Hier wie im ganzen übrigen südlichen und südwestlichen Deutschland lagern die Jurastufen stets konkordant und ohne eine merkbare Unterbrechung über der Trias.

Die beiden umstehenden Profile 107 und 108 geben uns ein Bild der allgemeinen Lagerung der Juraschichten in der schwäbischen Alp; das zweite Profil nähert sich bei Bopfingen allerdings dem Rieskessel, und daher steigen die Schichten nach Südost wieder an.

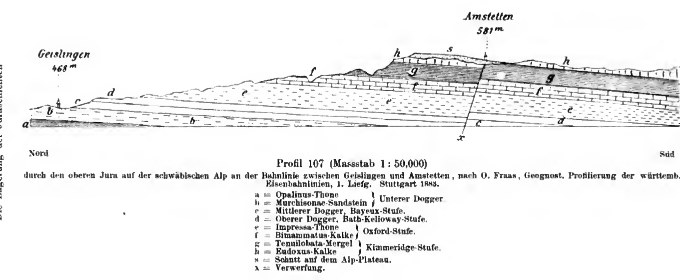
In der Umgebung des vulkanischen Ries, in dessen Mitte die alte Reichsstadt Nördlingen liegt, finden die grössten Störungen statt: das Juragebirge ist in der Randzone um einen Kern von Gneiss und Granit herum völlig in Stücke zerbrochen, verworfen und überschoben; die Schichten sind stark zerklüftet, verstürzt, oft steil aufgerichtet; ausgedehnte Flächen sind mit mächtigen Trümmerbreccien bedeckt; ältere Schichten liegen über jüngeren, wie auf dem Buchberge bei Bopfingen, wo Gesteine des Braunen Jura über den Stufen des Weissen Jura sich ausbreiten [1]); oder wie am Nordrande des Rieskessels, wo Schollen von Weissem Jura über Keuper geworfen liegen. Mitten zwischen Schollen von Weissem Jura trifft man Dogger- und Lias-, ja zuweilen auch Keuper-Reste an. am Rande des inneren Granit-Gneiss-Kernes heraufgepresst. Infolge der grossen Ueberschiebungen und Stauchungen sieht man sehr häufig in diesen gestörten Randzonen spiegelglatte, oft lang durchziehende Rutsch- und Quetschflächen.

Die ausserordentlich zahlreichen Verwerfungen und die Hauptspalten laufen im allgemeinen radienförmig von dem Ries aus und die Neigung der zertrümmerten Juraschichten ist im grossen und ganzen nach auswärts gewendet (Gümbel 1889 S. 13); dass selbst die weniger stark gestörten Schichten bei Bopfingen vom Ries aus nach aussen hin abfallen, erkennen wir auch aus Profil 108.

Nach den Mitteilungen von Deffner, Fraas und Gümbel kann kein Zweifel darüber bestehen, dass die sämtlichen Störungen im Juragebirge der Umgebung des Rieskessels entstanden sind durch ausserordentliche Bewegungen, welche zur Tertiärzeit im Ries sowohl die Erhebung des Granit-Gneiss-Kernes als die vulkanischen Eruptionen von Lapilli, Lavaschlacken und Bomben bewirkt haben.

Das Grundgebirge von Gneiss und Granit ist durch die vulkanischen Eruptionen ebenso stark zertrümmert worden, wie die Juraschichten der Umrandung; die verschiedenartigsten Materialien von Gneissen und Graniten liegen daher in oft recht grossen Stücken durcheinander geschoben und ineinander eingekeilt. Aus dem Riesschutt am Bildwasen-Tunnel zwischen Bopfingen und Lauchheim, also in bedeutender Entfernung vom Rieskessel. erwähnt O. Fraas unter vielen anderen Stücken

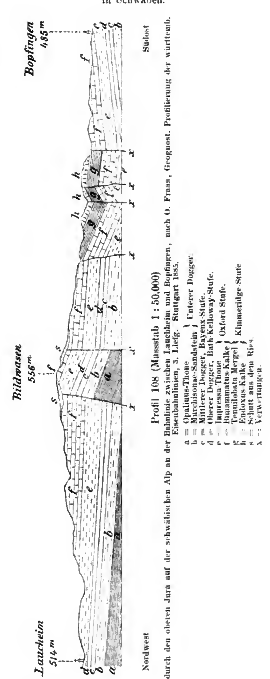
[1]) C. Deffner, Der Buchberg bei Bopfingen, in Württemb. naturwissensch. Jahreshefte, XXVI. Jahrg., Heft 1. Stuttgart 1870. — Siehe auch Deffner und Fraas, Begleitworte zur geognost. Spezialkarte von Württemberg, Atlasblätter Bopfingen und Ellenberg. Stuttgart 1877. — C. W. Gümbel, Ueber den Riesvulkan und über vulkanische Erscheinungen im Rieskessel, in Sitzungsber. math.-phys. Klasse der bayer. Akad. Wissensch., München 1870, Bd. I, Heft 2, S. 153—200, und ders., Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Nördlingen der geognost. Karte des Königreichs Bayern. Kassel 1889. — E. Suess, Das Antlitz der Erde, 1. Bd., S. 259—263. Prag 1885.



Profil 107 (Massstab 1 : 50,000)

durch den oberen Jura auf der schwäbischen Alp an der Bahnlinie zwischen Geislingen und Amstetten, nach O. Fraas, Geognost. Profilierung der württemb. Eisenbahnlinien, 1. Liefg. Stuttgart 1883.

a = Opalinus-Thone } Unterer Dogger
b = Murchisonae-Sandstein } Unterer Dogger
c = Mittlerer Dogger, Bayeux-Stufe.
d = Oberer Dogger, Bath-Kelloway-Stufe.
e = Impressa-Thone } Oxford-Stufe.
f = Bimammatus-Kalke } Oxford-Stufe.
g = Tenuilobata-Mergel } Kimmeridge-Stufe.
h = Eudoxus-Kalke } Kimmeridge-Stufe.
s = Schnitt auf dem Alp-Plateau.
x = Verwerfung.



Profil 108 (Massstab 1 : 50,000)

durch den oberen Jura auf der schwäbischen Alp an der Bahnlinie zwischen Lauchheim und Bopfingen, nach O. Fraas, Geognost. Profilierung der württemb. Eisenbahnlinien, 3. Liefg. Stuttgart 1885.

a = Opalinus-Thone } Unterer Dogger.
b = Murchisonae-Sandstein } Unterer Dogger.
c = Mittlerer Dogger, Bayeux-Stufe.
d = Oberer Dogger, Bath-Kelloway-Stufe.
e = Impressa-Thone } Oxford Stufe.
f = Bimammatus-Kalke } Oxford Stufe.
g = Tenuilobata Mergel } Kimmeridge-Stufe
h = Eudoxus Kalke } Kimmeridge-Stufe
s = Schutt aus dem Ries.
x = Verwerfungen.

krystalliner Gesteine eines kolossalen Granitblockes von mehreren Tausend Kubikmetern Inhalt, der im Voreinschnitt des Tunnels blossgelegt wurde. Dazu ist das ganze Granitgebirge des Rieses so stark zersetzt und zu Grus zerfallen, dass es sehr schwer hält ein einigermassen frisches Gneiss- oder Granitstück im ganzen Gebiete des Rieskessels zu finden. Aus diesen Gründen wollte man mehrfach glauben, dass im Ries überhaupt kein krystallines Grundgebirge, sondern nur Trümmer desselben aus der Tiefe unter Jura und Trias mit den vulkanischen Aschen heraufbefördert und vom tertiären Riesvulkane ausgeschleudert, vorhanden seien; wir würden zu einem solchen Vorgange nicht allein auf der Alp in den vulkanischen Tuffen und Maar-ähnlichen Krateren auf der schwäbischen Alp in der Gegend von Urach, sondern auch aus allen andern vulkanischen Gebieten analoge Erscheinungen kennen. Deffner, Fraas und Gümbel nehmen jedoch übereinstimmend neben diesen unzweifelhaft ausgeschleuderten Trümmern krystalliner Gesteine auch eine im Untergrunde des ganzen Rieskessels durchziehende Granit- und Gneissmasse an, die allerdings durch die vulkanischen Eruptionen stark zertrümmert sei, aber sich doch zusammenhängend über einige Quadratmeilen ausbreite [1]).

Es scheint mir auch als ein Beweis für die Richtigkeit der Annahme eines anstehenden Grundgebirges die Existenz des Eruptivganges im Gneiss des Wennebergs an der Wörnitz bei Allerheim zu sein; das Gestein dieses Ganges ist nach Gümbel (1889, S. 19) ein Kersantit, entsprechend denselben Ganggesteinen im Spessart (siehe oben S. 375), wie denn überhaupt Gümbel hervorhebt, dass die Gesteine des krystallinen Grundgebirges mehr mit denjenigen im Spessart und Odenwald, als mit denen des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges übereinzustimmen schienen.

Gümbel weist auch auf die wichtige Thatsache hin, dass „das Urgebirge, welches hier als tiefstes Felsgerippe dem Juragebirge zur Unterlage dient, ähnlich wie dies am Südwestrand des bayerischen Waldes der Fall ist, ohne weitere Zwischenbildung“ (d. h. ohne paläozoische Schichten und ohne Buntsandstein und Muschelkalk, deren Trümmer sich nicht im Riese vorfinden) „direkt vom Keuper überlagert wird, dem dann weiter Lias, Dogger und Malm folgen“. Ausserdem nimmt Gümbel an, dass dieses krystalline Grundgebirge „durch die vulkanischen Eruptionskräfte emporgeschoben wurde“ (1889, S. 23).

Wenn im Gegensatz zu dieser Annahme einer rein vulkanischen Entstehung des Rieses E. Suess den Rieskessel als einen „Einbruch“ zwischen gradlinig verlaufenden, sich polygonal verschneidenden Bruchspalten auffasst (Antlitz der Erde I, S. 262), so scheinen die analogen kleineren Kesselthäler und Maar-ähnlichen vulkanischen Explosionstrichter auf der schwäbischen Alp, das tertiäre Maar von Steinheim,

[1]) Leider sind geologische Profile vom Rieskessel noch nicht veröffentlicht worden, mit Ausnahme des recht unvollkommenen Profils von C. Deffner in seiner Arbeit: Ueber den Buchberg bei Bopfingen (Stuttgart 1870); die kleinen Massstäbe der bayerischen (1 : 100,000) und der württembergischen (1 : 50,000) Karten genügen auch nicht, um so verwickelte Lagerungsverhältnisse, wie sie in der Umrandung des Rieses vorhanden sind, zur Darstellung zu bringen.

die vulkanischen Eruptionskessel in der Gegend von Urach und Kirchheim [1]) einer solchen mechanischen Auffassung zu widersprechen; ganz besonders kann im Rieskessel doch eigentlich keine Rede sein von einem „Einbruch", da das Erscheinen des krystallinen Grundgebirges neben dem Weissen Jura der Alp doch im Gegenteil eine Erhebung desselben um einen Betrag von wenigstens 300 m voraussetzt; auch spricht die völlig kreisrunde Form des Rieskessels für eine explosiv-vulkanische und gegen eine mechanisch-dynamische Entstehung. Immerhin müssen wir darauf hinweisen, dass uns kein ähnlicher Fall bekannt ist, in welchem krystallines Grundgebirge in einer Ausdehnung von mehr als 100 qkm in einem vulkanischen Herde emporgeschoben worden wäre; auch eine plausible Erklärung der Mechanik einer solchen „Emporschiebung" grosser Gebirgsmassen durch „vulkanische Eruptionskräfte" dürfte schwer zu geben sein.

Die Entstehung des Rieskessels bleibt demnach bis jetzt noch ein interessantes Problem.

b. Der Jura in Franken.

Der schwäbische Jura findet seine direkte Fortsetzung im bayerisch-fränkischen Jura: nach der eigenartigen Unterbrechung des Alpzuges im Rieskessel streicht das Gebirge anfangs noch in östlicher Richtung fort, wird zweimal von der Altmühl durchbrochen und biegt sich dann bei Regensburg parallel dem Böhmerwald nach Norden herum, bis zum Obermain fortlaufend. Einige Jurareste sind über der Trias auch noch nördlich des Mainthals in der Gegend von Coburg und Culmbach übrig geblieben: das berühmte Kloster Banz liegt auf der rechten Mainseite und steht auf dem Eisensandstein des Braunen Jura. Die innere Seite des gebogenen Jurawalles wendet ihre Erosionsabhänge den Keuperniederungen des Regnitzthales zu; längs des Südrandes der bayerischen Alp von Donauwörth über Ingolstadt, Kelheim bis Regensburg tauchen die Schichten des oberen Weissen Jura mit Verwerfungen unter die tertiären und diluvialen Ablagerungen der Donau-Hochebene. Am ganzen Ostrande des Frankenjura von Regensburg über Amberg und Bayreuth bis zum Main bei Culmbach tritt der Keuper unter dem Lias zu Tage, lagert jedoch nun hier direkt auf dem Rotliegenden oder auf dem krystallinen Grundgebirge des Böhmerwaldes und des Fichtelgebirges. Wir erwähnten bereits oben, dass auch in der Umgebung die Rieskessels der Keuper direkt auf der Gneiss-Granit-Grundlage aufruht, so dass in der Tiefe des ganzen bayerisch-fränkischen Jurazuges Muschelkalk und Buntsandstein zu fehlen scheinen. Ueber die Hochflächen des Weissen Jura auf der bayerischen Alp breiten sich von Kelheim über Regensburg bis Amberg ziemlich ausgedehnte Ablagerungen des Kreidesystemes aus, die einzigen Reste dieses Systemes im südlichen und mittleren Deutschland.

---

[1]) Vgl. K. Endriss, Geologie des Randecker Maars und des Schopflocher Riedes (bei Kirchheim u. T.) in Zeitschr. deutsch. geolog. Ges., 41. Bd., S. 83—126, mit geolog. Karte und Profilen. Berlin 1889.

Die Jurastufen des bayerisch-fränkischen Alpzuges schliessen sich in ihrer Ausbildung unmittelbar an die soeben beschriebene der schwäbischen Alp an[1]: wir finden im allgemeinen dieselben Stufen und Zonen, dieselbe petrographische Ausbildung, dieselben Versteinerungen, und wir brauchen daher hier nur einige wesentliche Abweichungen des fränkischen vom schwäbischen Jura hervorzuheben.

Ueber dem rhätischen Sandstein des oberen Keupers (oben S. 457) konnte bisher in Franken die unterste Zone des Lias, die Zone des Psiloceras planorbis, noch nicht nachgewiesen werden; 0,5—3 m mächtige dunkle Mergelschiefer mit eisenschüssigen Kalkgeoden ohne Fossilien könnten uach Gümbel[2] etwa als Aequivalent dieser Zone betrachtet werden. Es folgen hierüber sandige Mergel und scharfgeschichtete, harte, gelbe Sandsteine der Angulatus-Zone, 3—6 m mächtig, mit häufigen Cardinien (Cardinia Listeri Sow., concinna Sow.) und mit seltenen Schlotheimia angulata Schlth. Auch die dritte Lias-Zone ist in Franken überall vorhanden, schwarze Kalke und graue Mergel, 3—4 m mächtig, mit Arietites Bucklandi Sow. und zahlreichen Gryphaea arcuata Lam.; in den nördlichen Gebieten des fränkischen Jura nehmen die Kalke an Mächtigkeit allmählich ab bis auf 0,5 m, sie werden eisenschüssig, enthalten viele scharfkantige Quarzkörner und gehen schliesslich in der Gegend von Bamberg in grobkörnige Kalksandsteine über. Die höheren Zonen des unteren Lias siud im fränkischen Jura so stark reduziert, dass dieselben nicht voneinander zu trennen sind: dunkelgraue Mergel mit Kalkknollen und verkiesten Ammoniten (Ophioceras raricostatum Ziet.) schrumpfen in den nördlichen Gebieten von Franken bis auf faustdicke Lager zusammen. Dagegen sind der mittlere und obere Lias im fränkischen Jura normal nach dem schwäbischen Typus ausgebildet; aus diesen Stufen erwähnen wir nur die berühmten Funde von schönen Skelettresten des wohl 10—12 m langen Ichthyosaurus trigonodon Theod.[3] aus den Posidonomyen-Schiefern der Brüche unter dem Kloster Banz am Main; auch wurden dort Reste von einem Plesiosaurus gefunden; Knochen beider Gattungen kamen in demselben Horizonte auch bei Altdorf und Berg, zwischen Nürnberg und Neumarkt

---

[1]) Ueber den fränkischen Jura siehe: E Beyrich, Erläuterungen zu der geognostischen Karte der Umgegend von Regensburg. Zeitschr. deutsch. geolog. Ges, Bd. I, S. 411—423. Mit geologischer Karte. Berlin 1849. — Fr. Pfaff, Beiträge zur Kenntuis des fränkischen Juras, in N. Jahrb. Min., 1857, S. 1—21. — J. G. Egger, Der Jurakalk bei Ortenburg und seine Versteinerungen. 1. Jahresber. naturhist. Ver. zu Passau, 1858. — Fr. Th. Schrüfer, Ueber die Juraformation in Franken, 5. Ber. naturhist. Ver. zu Bamberg, 1861. — W. Waagen, Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz, verglichen nach seinen paläontologisch bestimmbaren Horizonten, Württemb. naturwissensch. Jahreshefte. Stuttgart 1864. — C. W. Gümbel, Die geognostischen Verhältnisse der fränkischen Alb, in Bavaria III. Bd., 9. Buch, S. 751—824. München 1865. — L. v. Ammon, Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. München 1875. — C. W. v. Gümbel. Kurze Erläuterungen zu den Blättern Nördlingen, Ingolstadt, Neumarkt und Bamberg, 4 Kartenblätter im Massstabe 1 : 100.000. Kassel 1887—1889.

[2]) N. Jahrb. Min. 1858, S. 551.

[3]) C. Theodori, Beschreibung des kolossalen Ichthyosaurus trigonodon in der Lokalpetrefakten-Sammlung zu Banz, mit Abbildg. München 1854.

in Mittelfranken gelegen, vor. Der ganze Lias erreicht in dem fränkischen Jura eine Mächtigkeit von 40—70 m.

Der Dogger ist im fränkischen Jura in gleicher Weise wie im schwäbischen ausgebildet; nur sind die oberen Stufen desselben (Bath und Kelloway) weniger mächtig und mannigfaltig als in Schwaben entwickelt, während im unteren Dogger die Opalinus-Thone mit weissen Schalen des Harpoceras opalinum Rein., Turbo capitaneus Mnstr., Nucula Hammeri Defr. (Trigonia navis Lam. fehlt im fränkischen Jura) bis gegen 100 m mächtig werden und die eisenschüssigen Sandsteine der Murchisonae-Zone mit Harpoceras Murchisonae Sow., Pecten pumilus Lam., Ostrea calceola Ziet. zuweilen eine Mächtigkeit von 125 m erreichen; die zwei oder drei Flöze von Roteisen-Oolith im Eisensandstein werden, wie bei Aalen, in der Gegend von Hersbruck, östlich Nürnberg gelegen, bergmännisch abgebaut und gewonnen.

Um die Ausbildung des mittleren und oberen Dogger in der fränkischen Alp zu charakterisieren, geben wir das Profil wieder, welches Gümbel aus dem Schlossgraben von Sulzburg, 40 km südöstlich von Nürnberg gelegen, anführt (Blatt Neumarkt, 1888, S. 24).

Liegendes: Eisensandstein der Murchisonae-Zone.

1) Dünne Lage eines gelben Mergels voll von grossen Brauneisen-Oolithkörnchen.

2) Sehr harter, grauer, zum Teil oolithischer Kalksandstein mit Eisenknollen, versteinerungsarm — wahrscheinlich Schicht des Harpoceras Sowerbyi, 0,25—0,5 m mächtig.

3) Gelbgraue Mergel mit gelben, knolligen Eisen-Oolithkalken. Hier kommen vor: Belemnites giganteus, Stephanoceras Humphriesianum, Steph. Braikenridgi, 0,5 m mächtig.

4) Grauer oolithischer Mergel mit vier gelb verwitternden, in unregelmässigen Bänken ausgebildeten weichen Eisen-Oolithkalklagen, erfüllt von Belemnites giganteus und Ostrea flabelloides neben Terebratula globata, Waldheimia carinata, Rhynchonella spinosa, Stephanoceras Blagdeni, 0,75 m mächtig.

5) Schwarzgrauer Mergel mit kalkigen Oolith-Zwischenlagen in Schichten, Knollen und Linsen. Terebrateln sind hier besonders häufig (Rhynchonella Fürstenbergensis, Terebratula perovalis) zugleich mit Ammoniten (Parkinsonia Parkinsoni) und Trigonien, 0,75 m mächtig.

6) Dunkelgrauer Kalk-Oolith in festen Bänken, gelb verwitternd, mit Einschlüssen von Algen (Fucoiden), 0,25 m mächtig.

7) Unregelmässig flaserig geschichteter, knolliger, fester Kalk, in gelbem und braunem Mergel eingebettet, mit spärlichen Versteinerungen: Rhynchonella varians, Parkinsonia ferruginea, Oppelia aspidoides, Perisphinctes arbustigerus, 0,25—0,5 m mächtig (Cornbrash).

8) Schwarzer, knolliger Mergelkalk mit grossen Eisen-Oolithkörnchen, mit Macrocephalites macrocephalus, dann Arten der Stephanoceras-Gruppe, nämlich Steph. bullatum, nach unten übergehend in gelben, grauen und braunen Mergel mit grossen Oolith-Körnchen, 0,25 bis 0,5 m mächtig.

9) Grauer Thon und Mergel, 0,25 m mächtig.

10) Gelblicher Mergel und Thon mit harten Geoden und rostig verwitterten Ammoniten: Cosmoceras ornatum, Cosm. Jason, Harpoceras hecticum, Stephanoceras refractum, Steph. coronatum. Reineckia anceps, Perisphinctes sulciferus, Perisph. curvicosta; in der untersten Lage erfüllt von sehr zahlreichen Belemniten (Belemnites semihastatus var. depressus). 1—1,25 m mächtig.

11) Dunkelgraue Mergel und Thone mit harten Geoden. zum Teil mit Glaukonit-Körnchen und spärlichen Versteinerungen, z. B. Peltoceras annulare, Belemnites semihastatus, 0,5—0,75 m mächtig.

Hangendes: Grauer, mergeliger, plattiger Kalk und glaukonitführende oolithische Kalke des tiefsten Malm (am benachbarten Schlüpfelberg anstehend).

Von den Abweichungen in der Beschaffenheit der Schichten des Weissen Jura hebt Gümbel besonders hervor (Blatt Bamberg 1887, S. 20) „das allmähliche Verkümmern und schliesslich gänzliche Auskeilen der Impressa-Mergel nach Norden zu, dann die mächtige und ausgedehnte Entwicklung des Dolomites und die sehr reiche Entfaltung und Ausbreitung der Solenhofener Plattenkalke". Die Faciesbildungen der Schwammkalke erscheinen ebenso durch alle Stufen des Malm hindurch, wie in Schwaben. Von den tithonischen Schichten haben wir bereits oben die reiche und interessante Fauna der sogen. Diceras-Kalke von Kelheim hervorgehoben; aus diesen marmorisierten Kalken, die wir in die Zone des Pteroceras Oceani stellen, erwähnen wir die folgenden Versteinerungen:

Terebratula insignis Schübl.
Waldheimia pseudolagenalis Mösch.
Terebratulina substriata Schlth.
Terebratella pectunculoides Schlth.
Rhynchonella Astieriana d'Orb.
— trilobata Ziet.
Astarte Studeriana de Lor.
Cardium corallinum Leym.
Diceras speciosum Mnstr.
— bavaricum Zitt.
— Münsteri Gldf.
Isoarca cordiformis Ziet.
Nerinea Goldfussiana d'Orb.
Pteroceras Oceani Röm.
Aspidoceras longispinum Sow.
Perisphinctes gigas d'Orb.
Dakosaurus maximus Plien.
Pliosaurus giganteus Wagn.
Teleosaurus suprajurensis Schloss.
Machimosaurus Hugii H. v. Meyr.

Während in diesen südlichsten Gebieten des bayerischen Jura zwischen dem Ries und Regensburg die Zone des Pteroceras Oceani wie

in Schwaben meist noch aus massigen und marmorisierten Kalken sich zusammensetzt, entwickeln sich die Dolomite bereits auf dem Hahnenkamm und im Altmühlthale bei Pappenheim und Eichstädt und bilden nun weiter nördlich fast ausschliesslich die Hochflächen der fränkischen Alp; enge Thalschluchten mit schroff abstürzenden und zu Zinnen zernagten Felsgehängen charakterisieren die Dolomitregion[1]).

Noch mehr als die massigen Kalkstufen in Schwaben sind die Franken-Dolomite von den unterirdisch fliessenden Wassern ausgenagt und ausgehöhlt; berühmt sind die ausgedehnten Höhlenbildungen in der sogen. fränkischen Schweiz, in der Gegend von Muggendorf, Waischeufeld und Pottenstein im oberen Flussgebiet der bei Forchheim in die Regnitz einmündenden Wiesent; aber auch in den anderen Teilen des Gebirges öffnen sich in diesen mächtigen Dolomiten des Weissen Jura grosse Höhlen, deren Decke mit Tropfstein-Gebilden überzogen, deren Boden im braunen Verwitterungslehm[2]) oder im Kalksinter Knochen diluvialer Tiere und Reste menschlicher Besiedelung enthält.

Der Dolomit ist in der Regel massig, häufig jedoch ist die Schichtung zu erkennen, besonders in den tieferen Regionen, „wo der Dolomit mit auffallend rötlich gefärbten Lagen unmittelbar über dem Schwammkalk in scharfer Scheidung von diesem seinen Anfang nimmt“ (Gümbel, Blatt Ingolstadt 1889, S. 11); so sieht man wohlgeschichtete Dolomite z. B. in den Dolomitfelsen an der Ruine Streitberg, in der Umgegend von Eichstädt und an anderen Orten. Gümbel beschreibt den Franken-Dolomit als ein „zuckerkörniges, krystallinisch ausgebildetes, bald gleichartig derbes, bald luckig-poröses, unrein-weissliches oder gelblich-

[1]) L. v. Buch, Jura in Deutschland. Berlin 1837. S. 57, sagt hierüber: „Auf der grössten Höhe des fränkischen Jura steigen wunderbare Felsen von Dolomit auf, zum Teil aneinander gereihet, zum Teil in phantastischen Formen, als Ruinen von Burgen, von Türmen, als Obelisken oder freistehende Mauern.“

[2]) Wenn Kalkstein oder Dolomit vom Wasser aufgelöst werden, bleibt Lehm zurück, der sich im Laufe der Zeiten als Rückstand des abfliessenden Wassers am Boden der Höhlen ansammelt; durch etwas Eisen wird der Lehm gelbbraun gefärbt. Bei künstlicher Auflösung von Kalken und Dolomiten bleibt stets ein Rückstand von Quarz (vorwiegend in scharf ausgebildeten langen Krystallen), etwas Muskovit, Rutil. S. Pfaff, Ueber die unlöslichen Bestandteile der Kalke und Dolomite, Diss., Halle 1878, giebt S. 16 an, dass im Mittel aus 27 Analysen in den Dolomiten aus der „fränkischen Schweiz“ 1,06—1,33% unlösliche Bestandteile, im Mittel aus 9 Analysen in den Kalken aus derselben Gegend 2,61—4,86% unlösliche Bestandteile enthalten sind. „Die Dolomite der fränkischen Schweiz unterscheiden sich von den dortigen Kalken durch einen Mindergehalt an unlöslichen Bestandteilen; die normalen Dolomite sind gleichzeitig in Beziehung auf diese Anteile die reinsten.“ Wie gewöhnlich finden sich unter den Franken-Dolomiten allmähliche Uebergänge vom normalen Dolomit (54,35 $CaCO_3$ + 45,65 $MgCO_3$) durch abnehmenden Gehalt an Magnesia zu den normalen Kalksteinen (100 $CaCO_3$); chemische Analysen von Dolomiten aus der „fränkischen Schweiz“ siehe in: A. Halenke, Beiträge zur Chemie der Dolomite, Diss. Erlangen 1872. — Ueber die Entstehung des Dolomites ist bekanntlich seit L. v. Buchs berühmter Abhandlung „Ueber Dolomit als Gebirgsart“ (Abhandl. der phys.-math. Klasse der Akad. der Wissensch. zu Berlin 1822—1823) viel geschrieben worden. Wir dürfen wohl annehmen, dass die Franken-Dolomite primär als Dolomit im Jurameere zur Ablagerung gelangten und nicht erst sekundär aus Kalkstein in Dolomit umgewandelt wurden.

graues Gestein, welches häufig unregelmässig knollenförmige, mit einer weissen, kreideartigen Rinde überzogene Hornstein-Ausscheidungen in sich schliesst“ (Blatt Neumarkt 1888, S. 30). Häufig zerfällt der Dolomit zu einer sandartigen Masse; zuweilen schalten sich Kalkbänke zwischen den Dolomit ein und gehen allmählich in Dolomit über.

Versteinerungen sind selten und in der Regel nur in Steinkernen zu finden, so Terebrateln in der Gegend von Muggendorf. Einen reicheren Fundort an Fossilien, in Steinkernen erhalten, erwähnt Gümbel (Blatt Ingolstadt 1889, S. 12) aus dem Dolomit des Demlinger Holzes bei Ingolstadt und führt von dort an:

Diceras speciosum Mnstr.
Isoarca cordiformis Ziet.
Pteroceras Oceani Röm.
Purpuroidea gigas Et.
Nerinea Goldfussiana d'Orb.
— Danubiensis Zitt.
— Desvoydyi d'Orb.
Cryptoplacus subpyramidalis Mnstr.
Tylostoma subponderosum Schloss.
Terebratula insignis Schübl.
— immanis Zschn.
Terebratulina substriata Schlth.
Rhynchonella Astieriana d'Orb.,

also Arten, welche sämtlich den sogen. Diceras-Kalken von Kelheim und Oberstotzingen angehören, den Franken-Dolomit demnach in dieselbe Stufe mit jenen, in die Zone des Pteroceras Oceani, verweisen. Einen anderen Fundort haben schon A. Wagner (Iris 1831, S. 451) und Th. Schrüfer (Bamberg 1861, S. 127) ausgebeutet; es ist ein Kalklager im Dolomit zu Engelhardtsberg in der Nähe von Muggendorf, wo die folgenden verkieselten Versteinerungen herauswittern: Echiniden sind am häufigsten, besonders Glypticus sulcatus Gldf., ein Seeigel, der auch in den Korallenkalken von Nattheim vorkommt; dann Cidaris elegans Mnstr. (auch bei Nattheim und Nollhaus bei Sigmaringen), Rhabdocidaris nobilis Gldf.; ferner Brachiopoden, Terebratula bisuffarcinata Schlth., Terebratulina substriata Schlth., Arten, welche ebenfalls die Korallenkalke der Zone des Pteroceras Oceani in Schwaben charakterisieren.

Als jüngstes Glied des Weissen Jura finden wir auch in der fränkischen Alp die Plattenkalke mit Krebsscheren (Magila suprajurensis Quenst., früher zu Prosopon gerechnet, daher „Prosopon-Kalke“) aus der Zone der Exogyra virgula Defr.; dieselben lagern, wie wir oben erwähnten, nach Gümbel in unregelmässigen Vertiefungen des Franken-Dolomites, verteilt in einzelnen Partieen; das nördlichste Vorkommen liegt westlich über Hollfeld im oberen Wiesentthal; weitere Verbreitung gewinnen die Schichten auf den Hochflächen bei Betzenstein. Am bekanntesten sind die Plattenkalke aus den südlichen Gegenden des Frankenjura, die sogen. lithographischen Schiefer von Solenhofen, berühmt bei allen Paläontologen durch die wunderbar



Zeichnung 109.
Ein Bruch lithographischer Schiefer bei Solenhofen.

schöne Erhaltung selbst der zartesten Organismen. Jahraus jahrein liefern die grossen Brüche in der Umgebung von Solenhofen, ein Ort, der im Altmühlthale zwischen Pappenheim und Eichstädt liegt (siehe Zeichnung 109), in alle Weltgegenden ihre dünnschieferigen Kalkplatten, welche von keinem anderen Steine durch Feinheit und Gleichmässigkeit des Kornes und Brauchbarkeit für lithographische Zwecke übertroffen werden; die gleichalterigen Kalkplatten von Nusplingen auf der schwäbischen Alp und von Cirin im Ain-Departement bei Lyon in Südfrankreich stehen an Güte für lithographische Verwendung hinter den Solenhofener Steinen bedeutend zurück. Die brauchbaren Schichten der Brüche bei Solenhofen sind etwa 20 m mächtig. Gümbel giebt das folgende Profil der Schichtenfolge aus dem Horstbruche bei Mörnsheim, südlich von Solenhofen gelegen (Blatt Neumarkt 1888, S. 32).

1) Zu oberst unter der Ackererde und dem Gesteinsschutte gegen 1,5 m mächtige, dünngeschichtete, stark verwitterte Schiefer mit einer Lage roter „Fäule" (mergelig, daher faul zerfallend), welche Algenabdrücke enthält, abschliessend.

2) Eine 1,75 m dicke Bank kieseligen Kalkes mit zerstreuten Hornsteinknollen und flaserigen Ausscheidungen. Hier kommen zahlreiche, meist verkieselte Ammoniten, z. B. Oppelia lithographica, Oppelia steraspis, Aspidoceras hybonotum etc. vor; Terebrateln, z. B. Terebratula insignis, Terebr. trigonella, Terebr. reticulata, Terebratulina substriata; Rhynchonella Astieriana, Rhynch. trilobata, Rhynch. triloboides, Terebratella pectunculoides; Pecten globosus; zahlreiche Cidaris-Stacheln, Crinoiden-Stielglieder und Schwämme.

3) Lagen von weissgelblicher, dünnschieferiger, weicher Fäule, dann weisslicher, härterer Schiefer, gelbe Fäule und wieder härterer Schiefer mit ähnlichen Ammoniten wie in Nr. 2.

4) Weisser, dickbankiger Kalk mit einer wellig-flasrigen Hornstein-Einlagerung, etwa 1,5 m mächtig; enthält gleichfalls zahlreiche plattgedrückte Ammoniten; setzt nach unten in einen sehr dünngeschichteten hornsteinreichen Kalk (1,25 m mächtig) mit den gleichen Versteinerungen fort.

5) Dünngeschichtete, rötlich gefärbte Fäule in mehrfachem Wechsel mit dickeren Bänken von weissem, kieseligen Kalk und einzelnen Lagen von Hornstein, 7 m mächtig; zahlreiche Terebrateln.

6) Fast versteinerungsleere Schichten von der Beschaffenheit der lithographischen Schiefer; aber sehr unregelmässig wellig gebogen, selbst zusammengefaltet und gegen oben mit den gewundenen Schichten an den regelmässig gelagerten Gliedern abstossend; gehen nach unten allmählich in ebenschichtige Lagen über, 7,5 m mächtig; zu unterst eine schwache Lage gelber Fäule.

7) Flinzlagen, 20 m mächtig, welche alle Arten von technisch brauchbaren Platten, namentlich auch sehr gute sogen. „blaue" lithographische Steine, umschliessen. Man rechnet hier auf 17 % brauchbare Gesteinslagen.

8) Gegen 5 m mächtige Fäule mit zwei Lagen brauchbarer Schiefer.

9) Unregelmässig geschichtete dichte Kalke von ähnlicher Beschaffenheit wie jene im Hangenden verlaufen schliesslich in Dolomit.

Die Gesamtproduktion aus den Brüchen in der Umgegend von Solenhofen betrug im Jahre 1886 an Dachplatten und Bodenbelegsteinen 12,387 Tonnen (à 1000 kg) im Geldwerte von 138,533 Mark und an lithographischen Steinen 4802 Tonnen im Geldwerte von 400,280 Mark (nach Gümbel daselbst S. 33).

Ein Verzeichnis der sämtlichen Fossilien (475 Arten), welche bisher aus den Brüchen bei Solenhofen gefunden wurden, findet man in Gümbel, Blatt Ingolstadt 1889, S. 13—19. Von diesen Versteinerungen heben wir hervor die zahlreichen Funde von Flugsauriern (Pterodactylus und Rhamphorhynchus), deren nackte, feingefältelte Flughaut sich sogar noch im Abdruck erhalten hat; es waren echte Saurier, aber verhältnismässig kleine Tiere, von der Grösse einer Lerche bis zu der eines Adlers [1]).

Dagegen ist der berühmte Archaeopteryx macrura Ow. ein echter gefiederter Vogel, bedeutend abweichend vom Saurier-Typus, wenn auch verwandt mit diesem; dieser Vogel des Weissen Jura hatte die Grösse eines Raben, besass ein vollständiges Federkleid, dabei spitze Zähne im Schnabel, Krallenfinger an den vorderen Extremitäten und einen 17 cm langen Schwanz, aus 20 Wirbeln zusammengesetzt. Im Jahre 1860 wurde eine einzelne Feder in den Solenhofener Brüchen, im Jahre 1861 ein nahezu vollständiges Skelett in einem Bruche der Langenaltheimer Haardt bei Pappenheim, im Jahre 1877 das vorzüglich erhaltene, vollkommene Skelett, welches sich jetzt im Berliner Museum befindet, im Dürr'schen Bruche auf dem Blumenberg bei Eichstädt gefunden [2]).

Eine grosse Menge von Fischen (Selachier, Ganoiden und Teleostier), von Krebsen und von Insekten, oft in vortrefflicher Erhaltung, stammen aus den Solenhofener Schiefern, während die Mollusken, Echinodermen und Cölenteraten an Zahl zurücktreten und Korallen ganz fehlen; merkwürdig sind die ziemlich gut erhaltenen Abdrücke der weichen Quallen [3]).

Wir führen hier noch die folgenden Fossilien von Solenhofen namentlich an:

a. Pflanzen:

Betreffs der als Algen angesprochenen Dinge, welche mit den Gattungsnamen Caulerpites, Chondrites, Halymenites etc. bezeichnet wurden, bleibt es zweifelhaft, wieviele von denselben zu den Nathorstschen Abdrücken von Tierfährten [4]) zu rechnen, wieviele wirklich als Abdrücke von Meeresalgen anzusehen sind.

---

[1]) K. Zittel, Ueber Flugsaurier aus dem lithographischen Schiefer Bayerns, in Palaeontographica Bd. 29, Heft 2. Cassel 1882.

[2]) W. Dames, Ueber Archaeopteryx in Paläontologischen Abhandlungen, II. Bd., Heft 3, mit Tafel. Berlin 1884.

[3]) E. Häckel, Ueber fossile Medusen, in Zeitschr. f. wissensch. Zoologie, 15. Bd., 1865, und 19. Bd., 1870.

[4]) A. G. Nathorst, Ueber die Spuren verschiedener Evertebraten und deren paläontologische Bedeutung, in Abhandl. d. k. schwed. Akad. d. Wissensch., 18. Bd., Nr. 7. Stockholm 1881.

Lomatopteris jurensis Kurr., ein Farnkraut.	
Brachyphyllum nepos Sap.	Coniferen.
Echinostrobus Sternbergii Schimp.	
— Frischmanni Ung.	
Palaeocyparis princeps Strnbg.	

b. Coelenterata (nur Medusen):

Rhizostomites admirandus Haeck.
Semaeostomites Zitteli Haeck.

c. Echinodermata:

Millericrinus nobilis Walth.
Solanocrinus gracilis Walth.
Saccocoma pectinata Gldf.
Pentaceros jurassicus Zitt.
Geocoma carinata Gldf.
Cidaris marginata Gldf.
Diplopodia Oppeli Des.

d. Brachiopoda:

Terebratula insignis Schübl.
Rhynchonella Astieriana d'Orb.

e. Cephalopoda:

Oppelia lithographica Opp.
— steraspis Opp.
Aspidoceras hybonotum Opp.
Perisphinctes Ulmensis Opp.
Haploceras elimatum Opp.
— Staszicii Zschn.
Trachyteuthis hastiformis Rüpp.
Plesioteuthis prisca Rüpp.
Acanthoteuthis speciosa Mnstr.

f. Insecta.

Locusta speciosa Mnstr.
Isophlebia Helle Hag.
Stenophlebia aequalis Hag.
Petalia longialata Mnstr.
Scarabaeides deperditus Germ.
Pygolampis gigantea Mnstr.
Belostomum elongatum Germ.

g. Crustacea:

Limulus Walchi Desm.
Urda rostrata Mnstr.
Phyllosoma priscum Mnstr.
Penaeus Meyeri Opp.
Aeger tipularius Schlth.

—

Hefriga serata Mnstr.
Eryon propinquus Schlth.
— arctiformis Schlth.
Mecochirus longimanus Schlth.
Glyphaea tenuis Opp.
— pseudoscyllarus Schlth.
Eryma leptodactylina Germ.
Magila suprajurensis Quenst.

h. Fische:

1) Selachii, Knorpelfische:

Acrodus falcifer Wagn.
Squatina alifera Mnstr.
Spathobatis mirabilis Wagn.
Ischyodus avita H. v. Meyr.

2) Ganoidei, Schmelzschupper:

Undina penicillata Mnstr.
Lepidotus notopterus Ag.
— maximus Wagn.
Pholidophorus striolaris Ag.
Isopholis Münsteri Ag.
Macrosemius rostratus Ag.
Aspidorhynchus acutirostris Ag.
Megalurus elegantissimus Wagn.
Gyrodus titanius Wagn.
— hexagonus Blainv.
Microdon elegans Ag.
Mesodon Heckeli Wagn.

3) Teleostei, Knochenfische:

Leptolepis Knorri Ag.
— sprattiformis Ag.
Thrissops formosus Ag.

i. Reptilia:

Ichthyosaurus leptospondylus Wagn.
Eurysternum Wagleri H. v. Meyr. }
Platychelys Oberndorferi Wagn. } Küsten-Schildkröten.
Hydropelta Mayeri Thioll. }
Homoeosaurus Maximiliani H. v. Meyr. }
Pleurosaurus Goldfussi H. v. Meyr. } Rhynchocephalia.
Pterodactylus longirostris Cuv. }
— spectabilis H. v. Meyr. }
Rhamphorhynchus crassirostris Gldf. } Pterosauria, Flugsaurier.
— Gemmingi H. v. Meyr. }
Gnathosaurus subulatus H. v. Meyr. }
Cricosaurus grandis Wagn. } Crocodilia.

k. Vögel:

Archaeopteryx macrura Ow.

Die Lagerung der Juraschichten in der fränkischen Alp ist im allgemeinen eine ruhige: ausgedehnte, horizontal liegende Schichtenplatten setzen mit gleichförmigem Aufbau der einzelnen Jurastufen den ganzen Gebirgszug vom Rande der Donauebene bis zum oberen Main bei Lichtenfels zusammen; nur durch zahlreiche Verwerfungen wird die regelmässige Lagerung der niemals gefalteten oder verstauchten Schichten gestört. In den südlichen Gebieten zwischen dem Ries und Regensburg fallen die jurassischen Stufen, wie in der schwäbischen Alp, im ganzen gegen Süd und Südsüdost flach ein. Daher treten in dem Gebirgswinkel zwischen Ellingen, Sulzburg und Altdorf die Keuperschichten bis zu einer Meereshöhe von ca. 430 m zu Tage, während am Südrande der Alp die jüngsten Stufen des Weissen Jura ungefähr in der gleichen Meereshöhe von 430 m unter die Donau untertauchen. Dagegen liegen die Juraschichten in dem nach Norden gerichteten Teile der fränkischen Alp fast horizontal; jedoch würde auch hier die äussere, die Ostseite des Gebirges, tiefer liegen wie die innere, die Westseite, wenn nicht die Erhebung des Böhmerwaldes und des Fichtelgebirges bereits erhebend auf die östlichen Gebiete des Frankenjura eingewirkt hätte.

Wie wir dies längs der Nordabhänge der schwäbischen Alp erkennen konnten, wo viele streichende Verwerfungen hindurchziehen derartig, dass in der Regel die Südseite der Verwerfung tiefer abgesunken ist als die Nordseite, so steigen wir auch von der Grenze zwischen Keuper und Lias, welche bei Nürnberg und Bamberg in 400—350 m Meereshöhe liegt, im Frankenjura nicht um den Betrag der vollen Mächtigkeit der Jurastufen hinauf auf die Plateauflächen des Weissen Jura; die Mächtigkeit des ganzen Jurasystemes in der fränkischen Alp beträgt wenigstens 400 m: wir müssten also auf Höhen von 750—800 m gelangen, während die Hochflächen des Frankenjura kaum 600 m überschreiten: die Differenz erklärt sich aus den Sprunghöhen von streichenden Verwerfungen, und zwar sinken nun hier die Ostseiten der Verwerfungen tiefer ein als die Westseiten (vgl. Profil III unserer Profiltafel).

Umgekehrt ist es in den östlichen Gebieten des Gebirgszuges: grosse Verwerfungen streichen hier von Nordwest nach Südost, also parallel dem Rande des krystallinen Grundgebirges im Fichtelgebirge und im Böhmerwalde durch den Frankenjura, welche bewirken, dass der Lias und Dogger oft in gleicher Höhe mit dem Weissen Jura lagern, jedoch im umgekehrten Sinne wie auf der Westseite des Gebirges: die Ostseiten der Verwerfungen liegen höher als die Westseiten; daher die verhältnismässig hohe Lage des Keupers bei Amberg und Bayreuth, nämlich in 450—480 m Meereshöhe. Eine dieser grossen Verwerfungen verfolgte Gümbel (Blatt Bamberg 1887, S. 35), aus dem Coburgischen her von Lichtenfels am Main an nach Südosten über Arnstein, Hollfeld, Waischenfeld nach Pegnitz und darüber hinaus bis Vilseck und bis zum Rande des Grundgebirges bei Freudenberg. Weiter südlich bei Amberg und Schwandorf treten diese streichenden Verwerfungen noch deutlicher hervor: stets wurde die Ostseite der Verwerfung höher gehoben als die Westseite, oder vielmehr umgekehrt ist die Westseite

tiefer eingesunken als die Ostseite. Hierdurch kommt es, dass z. B. der im Nordwest-Streichen des Gebirges langgezogene Kutschenrain bei Creussen noch eine Meereshöhe von 643,5 m besitzt und dabei ganz aus mittlerem Dogger (Murchisonae-Sandstein) zusammengesetzt ist.

Der Frankenjura ist demnach mitten unter den Hochflächen des Weissen Jura verhältnismässig am tiefsten eingesunken; seine östlichen Randgebiete sind durchzogen von Verwerfungen, welche im Sinne des hercynischen Gebirgssystemes von Nordwest nach Südost streichen. Seine Abhänge sind Erosionsflächen.

Werfen wir noch einen Blick auf den ganzen Zug des deutschen Jura vom Klettgau an durch die schwäbische Alp, über den Rieskessel fort, durch die bayerische und fränkische Alp bis zum Main, so erkennen wir in der äusseren Gestalt des ganzen, an 450 km langen Gebirgszuges deutlich die Einwirkung der benachbarten Gebirgssysteme: der Südrand der Alp vom Bodensee bis Regensburg hat seine Gestaltung erhalten durch grosse Verwerfungen, welche im Sinne des Alpensystemes von Westsüdwest in Ostnordost verlaufen; die Umbiegung des Gebirges bei Kelheim und Regensburg nach Norden und Nordnordwesten bis Lichtenfels am Main hat sich vollzogen unter dem Einfluss des hercynischen Gebirgssystemes: hier treffen wir die grossen Verwerfungen an, welche quer durch Deutschland von Südost nach Nordwest streichen, welche von Regensburg über Amberg und Bayreuth am Südrande des Thüringer Waldes hin bis in den Südrand des Teutoburger Waldes zu verfolgen sind.

Gleichmässig fallen die Trias-Stufen vom Odenwald und Schwarzwald ab nach Osten und Südosten, bis sie untertauchen unter den schwäbisch-fränkischen Jurawall, so dass also hier in der schwäbischen und fränkischen Alp die relativ grössten Versenkungen dieser ausgedehnten Schichtenplatte, dieses Ostflügels des oberrheinischen Gebirgssystemes erreicht werden. Zur oberbayerischen Hochebene hin dauern die Absenkungen im gleichen Sinne an, bis die Juraschichten in den nördlichen Voralpen wieder ansteigen. Dagegen werdeu die Jura- und Trias-Stufen östlich der fränkischen Alp sogleich emporgehoben durch die Einwirkung des anliegenden krystallinen Grundgebirges im Böhmerwald und im Fichtelgebirge. Alle Senkungen und Hebungen der Schichtentafeln werden durch Verwerfungen, nicht durch Faltungen vermittelt (vgl. auf unserer Profiltafel die Profile durch den Ostflügel des oberrheinischen Gebirgssystemes).

Die eigentümlichen hydrographischen Verhältnisse des schwäbisch-fränkischen Jurazuges lassen sich nur aus der geologischen Entwickelungsgeschichte, d. h. aus den verschiedenen Gebirgsbewegungen erklären, welche auf die Trias- und Juraschollen der schwäbisch-fränkischen Landschaft seit der Tertiärzeit bis zur jetzigen Zeit eingewirkt haben; wir erkennen auch hier wieder, dass die Wasserläufe älter sind als die Berge, welche von ihnen durchschnitten werden. Der Jura endigt nicht am Main, sondern reicht darüber hinaus bis in die Gegend von Coburg; das ganze Thal des Maines ist nur durch Erosion entstanden, wie die meisten Flussthäler. Die östlichen Zuflüsse der Wiesent

(Truppach, Püttlach u. a.) und die Quellzuflüsse der Pegnitz nehmen ihren Ursprung auf den Lias- und Keuperflächen bei Bayreuth und Creussen, derselben Gegend, in der sich Roter Main und Heide-Naab scheiden. Wiesent und Pegnitz durchqueren die Hochflächen des Frankenjura und fliessen nach Westen hinaus zur Regnitz; jedenfalls waren die Keuperflächen bei Bayreuth und Creussen noch hoch mit den jetzt dort fast vollständig fortgewaschenen Jurastufen überdeckt, als dort die Quellflüsse der Wiesent und Pegnitz ihren Lauf nach Westen begannen; Roter Main und Naab haben die durch zahlreiche Verwerfungen zertrümmerten Juraschichten nach Nord und Süd hin fortgetragen.

Noch weit grössere Juraflächen sind von den Gewässern auf der inneren Seite des schwäbisch-fränkischen Jurawalles denudiert worden: seit der Kreidezeit waren diese Landschaften kontinentale Gebiete; zur miocänen Tertiärzeit war die Denudation bereits so weit vorgeschritten, dass sich im Gebiet der Rezat miocäne Süsswasserkalke bei Pleinfeld und Georgensgmünd direkt auf den Keupergrund absetzen konnten. Auf der Südseite der Frankenhöhe bei Rothenburg an der Tauber entspringen die Wörnitz in 461 m, die Altmühl in 447 m und die fränkische Rezat in 431 m Meereshöhe auf dem unteren Keuper; denken wir uns auf diese Höhen noch den mittleren und oberen Keuper und den ganzen Jura in seiner vollen Mächtigkeit von 400—500 m aufgetragen, so erreichen wir bereits bedeutend grössere Höhen als diejenigen sind, welche Wörnitz und Altmühl in dem noch stehengebliebenen Jurawalle durchschneiden.

In derselben Weise dürfen wir annehmen, dass die Juraschichten von dem Rücken des Schwarzwaldes im Gebiete der Breg und Brigach im Laufe der geologischen Zeiten fortgewaschen wurden, so dass die Donau unterhalb Donaueschingen über Tuttlingen bis Sigmaringen bereits den Jurazug durchschnitten hatte, als die Keuper- und Muschelkalkflächen der Baar noch vollständig mit Juraschichten überdeckt waren.

c. Der Jura in der Schweiz.

Der schwäbische Jura setzt sich nach Südwesten ohne Unterbrechung fort über Schaffhausen und den Klettgau, über den Rhein und über den untersten Lauf der Aar, um den Südrand des Schwarzwaldes herum in den Schweizer Jura, dessen Ketten gleichmässig in Südwesten weiter streichen bis zum Rhone-Durchbruche unterhalb Genf und endlich unmittelbar in den südfranzösichen Jura übergehen. Es sind im wesentlichen dieselben jurassischen Stufen, welche wir aus der schwäbischen Alp kennen gelernt haben und die nun durch den nordwestlichen Teil der Schweiz ziehen; dabei differenzieren sich die Schichten und Faunen im einzelnen natürlich um so mehr, je weiter wir uns von Schwaben entfernen.

Die schönen Juraprofile an den westlichen Gehängen des Randen und der Reichtum an Petrefakten in den Opalinus-Thonen der oberen Wutach bei Aselfingen sind jedem Geologen, der diese Gegenden be-

suchte, in guter Erinnerung. Vom Randen verfolgen wir den Lias auf der Ostseite des Wutachthales direkt in den Klettgau hinein[1]); der Braune Jura ist zum Teil fortgewaschen oder von Diluvium bedeckt, verbreitet sich aber im südlichsten Teile des Gaues, im Bohl bei Rechberg, in grösseren Flächen: hier finden wir die mächtigen Opalinus-Thone, die harten Sandsteine der Murchisonae-Zone und die höheren Zonen des Dogger bis hinauf zu den Eisen-Oolithen der Macrocephalen-Schichten und den hier kaum einen Fuss mächtigen Ornaten-Thonen. Der Weisse Jura tritt weiter östlich zurück und zieht sich vom Plateau des Hohen Randen in die Umgegend von Schaffhausen und über den Rhein hinüber in das nördliche Aargau hinein.

Der Rhein hat in der Strecke von Schaffhausen bis zur Aarmündung bei Coblenz den Jura-Zug quer durchbrochen und zerschnitten; er hat das niedrigste Gebiet des ganzen Jura-Gebirges für diesen Durchbruch benutzt, ebenso wie die übrigen Wasseradern der Tiefschweiz, die Aar, Reuss und Limmat, erst hier im Aargauer Jura ihren Ausfluss nach Norden gefunden haben. Noch ist die Arbeit von diesen Flüssen nicht vollständig geleistet, das bekundet vor allem der Rheinfall bei Schaffhausen und die Stromschnellen der Aar bei Brugg; der Rhein stürzt in dem berühmten Falle ca. 20 m hoch über die harten Felsbänke des oberen Weissen Jura, ungeschichtete Massenkalke der Zone des Pteroceras Oceani, auf denen sich die Plattenkalke der jüngsten Tithon-Schichten, der Zone der Exogyra virgula, in den Steilwänden der Stromufer oberhalb des Falles erheben[2]).

Die Jura-Berge in der Strecke zwischen Schaffhausen und der Aarmündung bei Koblenz steigen im Kaltwangen nur bis 691 m und bleiben grösstenteils unter der Höhe von 600 m, während nördlich von Schaffhausen der schwäbische Jura anhebt mit dem 914 m hohen Randen und westlich des Aar-Reuss-Durchbruches der Schweizer Jura mit der 967 m hohen Geissfluh beginnt. Hier brach der Rhein, und zwar wahrscheinlich während der pliocänen Zeit, durch den seine Fluten hemmenden Jura-Zug hindurch.

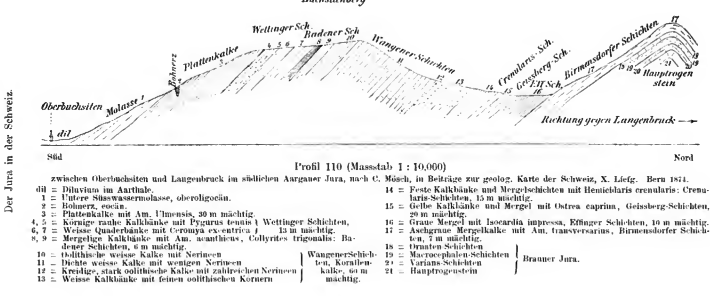
Im Aargauer Jura unterscheidet Mösch in seinen vortrefflichen Arbeiten die folgenden Stufen, mit denen wir die oben ausführlich mitgeteilte Ordnung der Jura-Stufen in Schwaben und Franken vergleichen[3]); von den Profilen im Aargauer Jura geben wir umstehend das von vielen Geologen besuchte typische Profil bei Oberbuchsiten.

---

[1]) F. J. und L. Würtenberger, Der Weisse Jura im Klettgau und angrenzenden Randengebirge; in Verhandl. des naturwissensch. Vereins zu Karlsruhe, 2. Heft, 1866. — L. Würtenberger, Die Schichtenfolge des Schwarzen und Braunen Jura im Klettgau, in N. Jahrb. Min. 1867, S. 39.

[2]) Siehe C. Mösch, Aargauer Jura, 1867, S. 194.

[3]) C. Mösch, Geologische Beschreibung des Aargauer Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich, in Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, IV. Liefg., Bern 1867, und Derselbe, Der südliche Aargauer Jura und seine Umgebungen, in denselben Beiträgen, X. Liefg., Bern 1874, mit Anhang zur IV. Liefg. der Beiträge (Aargauer Jura).



Profil 110 (Massstab 1 : 10,000)

zwischen Oberbuchsiten und Langenbruck im südlichen Aargauer Jura, nach C. Mösch, in Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, X. Liefg. Bern 1874.

dil = Diluvium im Aarthale.
1 = Untere Süsswassermolasse, oberoligocän.
2 = Bohnerz, eocän.
3 = Plattenkalke mit Am. Ulmensis, 30 m mächtig.
4, 5 = Körnige rauhe Kalkbänke mit Pygurus tenuis } Wettinger Schichten,
6, 7 = Weisse Quaderbänke mit Ceromya excentrica } 13 m mächtig.
8, 9 = Mergelige Kalkbänke mit Am. acanthicus, Collyrites trigonalis: Badener Schichten, 6 m mächtig.
10 = Oolithische weisse Kalke mit Nerineen } Wangener Schichten, Korallenkalke, 60 m mächtig.
11 = Dichte weisse Kalke mit wenigen Nerineen }
12 = Kreidige, stark oolithische Kalke mit zahlreichen Nerineen }
13 = Weisse Kalkbänke mit feinen oolithischen Körnern }
14 = Feste Kalkbänke und Mergelschichten mit Hemicidaris crenularis: Crenularis-Schichten, 15 m mächtig.
15 = Gelbe Kalkbänke und Mergel mit Ostrea caprina, Geissberg-Schichten, 20 m mächtig.
16 = Graue Mergel mit Isocardia impressa, Effinger Schichten, 10 m mächtig.
17 = Aschgraue Mergelkalke mit Am. transversarius, Birmensdorfer Schichten, 7 m mächtig.
18 = Ornaten-Schichten } Brauner Jura.
19 = Macrocephalen-Schichten }
20 = Varians-Schichten }
21 = Hauptrogenstein }

Einteilung der Aargauer Jura nach C. Mösch 1867 und 1874.

I. Lias.

Unterer Lias.

a. Insektenmergel, 7—9 m mächtig (= Zone des Psiloceras planorbis). Insekten, Pflanzenreste und Kohlenschmitzen, Meerfische.
   Darin oben: Cardinien-Bänke mit Schlotheimia angulata.

b. Arieten- oder Gryphiten-Kalk, 2—6 m mächtig, und zwar: Untere Arieten-Kalke mit Arietites Bucklandi. In der Mitte ein Lager mit Pentacrinus tuberculatus. Obere Arieten-Kalke mit Am. obtusus, oxynotus und raricostatus.

Mittlerer Lias.

c. Numismalis-Mergel, 2 m mächtig, mit Aegoceras Jamesoni.
   Darin oben: Lager mit Am. Davoei und capricornu.

d. Margaritatus-Schichten, wenig mächtig, mit Amaltheus spinatus.

Oberer Lias.

e. Posidonien-Schiefer, 8—10 m mächtig, mit Harpoceras lythense.

f. Jurensis-Schichten, bis 4 m mächtig, mit Am. jurensis und radians.

II. Brauner Jura.

a. Opalinus-Schichten, Schiefermergel, ca. 50 m mächtig, mit Am. torulosus und opalinus.

b. Murchisonae-Schichten, eisenschüssige Sandkalke und graue Thonkalke, 2—3 m mächtig, mit Harpoceras Murchisonae.

c. Sowerbyi-Schichten, 0,5 m mächtig, mit Am. Sowerbyi und Sauzei.

d. Humphriesianus-Schichten, 12—15 m, unten sandige Thonkalke, oben Eisen-Oolithe mit Stephanoceras Humphriesianum.

e. Blagdeni-Schichten, ca. 9 m mächtig, thonreiche Kalke.

f. Hauptrogenstein, ca. 100 m mächtig, und zwar:
   Unterer Hauptrogenstein, 65 m mächtig, mit Ostrea acuminata.
   Homomyen-Mergel.
   Sinuatus-Schichten, grobkörnige Oolithe, ca. 10 m mächtig, mit Echinodermen, mit Clypeopygus sinuatus Leske und Echinobrissus Renggeri Des.
   Schichten der Cidaris meandrina, feinkörnige Oolithe mit thonreichen Bänken.

Oberer Hauptrogenstein, Oolithe, ca. 25 m mächtig, mit Parkinsonia Parkinsoni und Avicula echinata.

g. Varians-Schichten, Mergelkalke, 20—25 m mächtig, unten „Spathkalke“, bis 17 m mächtig, mit Rhynchonella varians und Am. aspidoides und ferrugineus.

h. Macrocephalus-Schichten, 1—13 m mächtig, sandige Kalksteine und eisenschüssige Oolithe mit Macrocephalites macrocephalus.

i. Ornaten-Schichten, 1—2 m mächtig, unten braune Eisen-Oolithe, oben gelbliche Thonkalke mit Am. anceps und athleta.

III. Weisser Jura.

Oxford-Stufe.

a. Birmensdorfer Schichten:

Dünnschichtige, graue Kalksteine und Mergel mit einer reichen Scyphien- und Cephalopoden-Fauna, 2—14 m mächtig;

mit Peltoceras transversarium und Aspidoceras Oegir.

b. Effinger Schichten, ca. 100 m mächtig:

Graue Thone, Mergel und Thonkalke (Quenstedts Impressa-Thone);

mit Terebratula impressa und Harpoceras Arolicum.

c. Geissberg-Schichten, ca. 30 m mächtig, gelbe Kalksteine, mit einer reichen Conchiferen-Fauna.

d. Crenularis-Schichten, 2—33 m mächtig:

Oolithische Kalke mit einer Scyphien-Fauna, westlich in eine Korallen-Facies übergehend.

Hemicidaris crenularis, Cidaris florigemma, Peltoceras bimammatum.

e. Wangener Schichten („Corallien“):

Weisse Kalksteine, 4—30 m mächtig.

Korallen, Echinodermen.

Cidaris florigemma, Perisphinctes Streichensis.

Kimmeridge-Stufe:

f. Letzi-Schichten (Unterer Teil der Badener Schichten):

Dichte Plattenkalke, 5—15 m mächtig.

Rhabdocidaris nobilis.

g. Badener Schichten, 10—15 m mächtig:

(Astartien, Zone der Oppelia tenuilobata Opp.).

Kalksteine und Thonkalke mit reicher Fauna von Scyphien, Cephalopoden, Echiniden und Crinoiden.

Am. tenuilobatus, polyplocus, acanthicus.

Rhynchonella lacunosa.

Tithon-Stufe:

h. Wettinger Schichten, 20—40 m mächtig:
(Zone des Pteroceras Oceani).
Massige Kalke mit Kiesel-Ausscheidungen, reich an Echiniden, Conchiferen, stellenweise auch Ammoniten und Nerineen.
Pteroceras Oceani, Rhabdocidaris maxima, Reineckia Eudoxus und mutabilis, Perisphinctes Ulmensis.
(Schildkröten von Solothurn, Plesiochelys, Thalassemys, Platychelis)[1]).

i. Platten-Kalke, 30—50 m mächtig:
(= Zone der Exogyra virgula, Virgulien).
Oppelia steraspis, Perisphinctes Ulmensis, Magila suprajurensis.

Diese Ausbildung der Jura-Schichten im Aargauer Juragebirge stimmt im wesentlichen überein mit derjenigen, die wir aus der schwäbischen und fränkischen Alp kennen gelernt haben. Der Lias variiert ja überhaupt am wenigsten in den verschiedenen Gebieten des mittleren und westlichen Europas. Als eine besondere Gunst ist es anzusehen, dass in einer ruhigen Meeresbucht der jetzt „die Schambelen" genannten Gegend (am linken Reussufer oberhalb Königsfelden) eine reiche und interessante Insekten-Fauna, gleichzeitig mit Pflanzenresten, sich in den untersten Lias-Mergeln ablagern konnte[2]); wir nennen hier aus dieser eigenartigen Fauna die folgenden Arten:

Fauna der Planorbis-Mergel aus der Schambelen im Aargau.

a. Marine Tiere:

Ophioderma Escheri Heer.
Diademopsis Heerii Mer.
Psiloceras planorbis Sow.
Cardinia Heerii Ch. Mayr.
Glyphea Heerii Opp. } Krebse.
Eryon Escheri Opp. }
Hybodus reticulatus Ag. } Haifischzähne.
Acrodus minimus Ag. }
Pholidophorus helveticus Heer, Ganoider Fisch.

b. Landpflanzen:

Pachyphyllum peregrinum Lindl. } Coniferen.
Thuites phallax Heer }

[1]) L. Rütimeyer beschrieb aus diesen Pteroceras-Kalken von Solothurn 14 verschiedene Arten von marinen Schildkröten, in Denkschr. der schweiz. Naturforsch. Gesellsch., Bd. 22 u. 25. Zürich 1867 u. 1873.

[2]) Siehe Oswald Heer, Die Urwelt der Schweiz, 2. Aufl., Zürich 1879, III. Kapitel: „Die Schambelen im Kanton Aargau."

Sphenopteris Renggeri Heer } Farne.
Sagenopteris gracilis Heer }
Equisetum liasinum Heer, Schachtelhalm.

c. Insekten (143 Arten in ca. 2000 Stück):

Blatta formosa Heer, Kakerlake.
Gomphocerites Bucklandi Heer, Wanderheuschrecke.
Clathrotermes signatus Heer, weisse Ameise.
Aeschna Hageni Heer, Libelle.
Glaphyroptera insignis Heer, Prachtkäfer.
Elaterites vetustus Brod., Schnellkäfer.
Chrysomelites prodromus Heer, Blattkäfer.
Carabites bellus Heer, Laufkäfer.
Gyrinus atavus Heer, Drehkäfer.
Protocoris insignis Heer, Lederwanze.

Im Braunen Jura des Aargaues gelangen die Oolithe zwischen der Humphriesianus- und der Varians-Zone bereits zu mächtiger Entwicklung; am Hohen Randen und im Klettgau sind die oolithischen Kalke des Braunen Jura noch nicht stärker ausgebildet als in der schwäbischen und fränkischen Alp; dagegen erscheint nun der Hauptrogenstein im Baseler Tafel-Jura und im Aargauer und Solothurner Ketten-Jura als eine Hauptmasse von 100—150 m Mächtigkeit: die schroffen Steilwände seiner kompakten Massen begegnen uns überall in den Thaleinschnitten des Tafel-Jura und in den hohen Bergketten des gefalteten Juragebirges. Dieselbe wichtige Rolle spielt der Hauptrogenstein an den inneren Rändern von Schwarzwald und Vogesen und ebenso bekanntlich im französischen und englischen Jura.

Der mannigfach wechselnde Charakter in der Gesteinsbildung und in der Fauna der Stufen des Weissen Jura, auch der häufige Mangel an Versteinerungen hemmte die Erkenntnis der Schichtenfolge dieses oberen Jura in der Schweiz ebenso wie in Schwaben und Franken und erschwerte eine genaue Vergleichung mit entfernteren Gebieten. Immerhin tritt aus dem obigen Schema noch eine hinreichende Uebereinstimmung des Aargauer mit dem schwäbischen Jura deutlich hervor. Die Schwamm- und Korallen-Bildungen sind im Schweizer Jura ebenso wenig wie in Schwaben und Franken an bestimmte Horizonte gebunden; es dürfte sich daher empfehlen, auch hier eine „Korallen-Stufe", ein „Corallien" ganz fallen zu lassen.

Im Berner und Waadtländer Jura sind die jüngsten Zonen des Systemes, welche im fränkischen, schwäbischen und nordschweizerischen Jura über den Plattenkalken der Virgula-Zone ganz fortgewaschen oder zum Teil gar nicht abgelagert wurden, die Portland- und Purbeck-Schichten, erhalten geblieben[1]); über diese jüngsten Bildungen giebt Jaccard aus dem Waadtländer Jura das folgende Profil:

[1]) Vgl. J. Greppin, Description géologique du Jura Bernois et de quelques districts adjacents, Bern 1870, aus: Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz,

Hangendes: Kreidekalke.

a. Purbeck-Zone, 20 m mächtig, und zwar von oben nach unten:
Oolithischer Kalk, mit brackischer Fauna:
Corbula Forbesiana und Cerithium Villersense.
Mergel und Kalk mit Süsswasser-Fauna:
Planorbis Loryi und Valvata helicoides.
Mergel mit Carneol und Gips:
Dolomit und Zellenkalk, unten harte Kalke: Corbula inflexa und Cardium Purbeckense.

b. Portland-Zone, 50 m mächtig, und zwar:
Dolomitische und mergelige Kalke mit mulmig zerfallenden Versteinerungen:
Pinna suprajurensis und Nerinea trinodosa.
Dolomitische Mergel, mit Trigonia gibbosa.
Weisse kompakte Kalke, mit Natica Marcousana, Ammonites gigas, Pycnodus gigas, Strophodus subreticulatus.

Liegendes: Zone der Exogyra virgula.

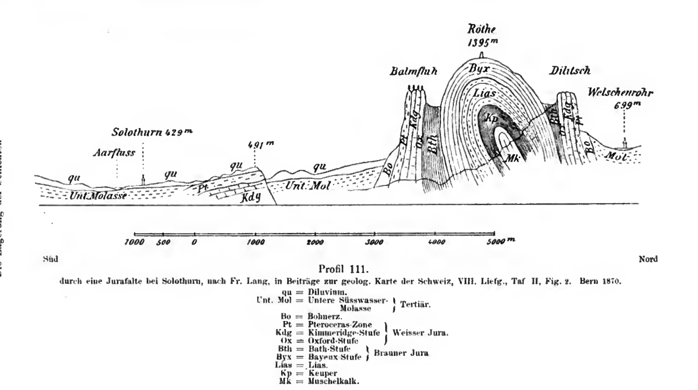
Ausserdem erheben sich im Waadtländer und französischen Juragebirge nun noch über den Purbeck-Schichten Kreidestufen von bedeutender Mächtigkeit.

Die Mächtigkeit des Lias im Aargau beträgt nach den Angaben von Mösch etwa 30 m, diejenige des Braunen Jura etwa 200 m und diejenige des Weissen Jura gegen 300 m; im Jura bei Solothurn giebt Fr. Lang für den Weissen und Braunen Jura zusammen ebenfalls eine Mächtigkeit von ca. 500 m an, so dass demnach die Jura-Stufen im nördlichen Schweizer Jura nicht mächtiger sind als auf der schwäbischen Alp.

Bezüglich der Lagerung der Schichten im Schweizer Jura, so ist dieses Gebirge bekanntlich eines der typischsten Beispiele eines regelmässig gefalteten Gebirges; die Jura-Schichten wurden durch Seitendruck bei der Entstehung der Alpen in langgezogene Sättel und Mulden zusammengeschoben (vgl. unser Profil VI auf der Profiltafel): die Flüsse fliessen in gleichförmigen flachen Muldenthälern, bis sie quer durch die vorliegenden Bergfalten in engen Erosions-Schluchten hindurchbrechen; diese Querthäler bieten dem Geologen treffliche Profile, in denen man die oft steil aufgerichteten Schichten vom Thalgrunde bis auf die Berghöhe gut aufgeschlossen verlaufen sieht; einige typische Spezialprofile aus dem Schweizer Jura bilden wir hier ab (Nr. 111 u. 112). Diese gefalteten Jura-Schichten streichen parallel der Alpenlinie, vom Rhone-Durchbruche unterhalb Genf gleichförmig durch das ganze Schweizer Juragebirge von Südwest nach Nordost bis zum Durchbruche der Aar unterhalb Aarau.

---

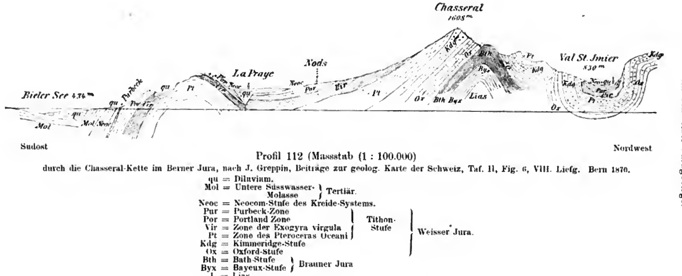
8. Liefg., und A. Jaccard, Description géologique du Jura Vaudois et Neuchatelois, Bern 1869, aus denselben Beiträgen 6. Liefg. mit einem Supplement vom Jahre 1870.



Profil 111.

durch eine Jurafalte bei Solothurn, nach Fr. Lang, in Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, VIII. Liefg., Taf II, Fig. 2. Bern 1870.

qu = Diluvium.
Unt. Mol = Untere Süsswasser-Molasse } Tertiär.
Bo = Bohnerz.
Pt = Pteroceras-Zone }
Kdg = Kimmeridge-Stufe } Weisser Jura.
Ox = Oxford-Stufe }
Bth = Bath-Stufe }
Byx = Bayeux Stufe } Brauner Jura
Lias = Lias.
Kp = Keuper
Mk = Muschelkalk.



Profil 112 (Massstab (1 : 100.000)

durch die Chasseral-Kette im Berner Jura, nach J. Greppin, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, Taf. II, Fig. 6, VIII. Liefg. Bern 1870.

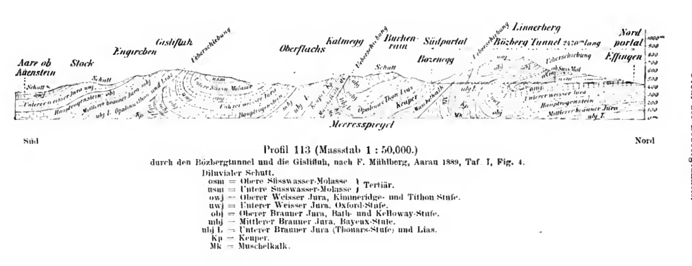
qu = Diluvium.
Mol = Untere Süsswasser-Molasse } Tertiär.
Neoc = Neocom-Stufe des Kreide-Systems.
Pur = Purbeck-Zone
Por = Portland Zone
Vir = Zone der Exogyra virgula
Pt = Zone des Pteroceras Oceani } Tithon-Stufe } Weisser Jura.
Kdg = Kimmeridge-Stufe
Ox = Oxford-Stufe
Bth = Bath-Stufe
Byx = Bayeux-Stufe } Brauner Jura
L = Lias.

Wir haben oben gesehen, dass die Jura-Schichten im schwäbischen und fränkischen Jura-Zuge nicht gefaltet sind, sondern in zerbrochenen Tafeln, wenig geneigt in Süd, lagern. Sehr interessant ist nun diejenige Gegend, in welcher jener gefaltete Schweizer Jura auf diesen platten Tafel-Jura aufstösst: um den Südrand des Schwarzwaldes herum zieht sich der Tafel-Jura aus Schwaben durch den Klettgau über den Rhein bis in den Baseler Jura hinein; gleichmässig flach in Süd geneigt, lagern in diesen Gebieten die Jura-Platten über den Triasplatten. Da erheben sich plötzlich im südlichen und höchsten Teile des Baseler Jura bei Waldenburg, und im Solothurner Jura bei Balstall und Olten die langen Falten des Ketten-Jura in steilgestellten Schichten. an der Grenze gegen Norden zumeist überkippt und überschoben auf die Platten des Tafel-Jura. Die Grenze ist scharf zwischen den beiden ganz verschiedenartigen Gebirgsteilen: sie verläuft von Basel aus das Thal der Birs hinauf nach Süden bis zu dem Thalkessel bei Laufen und zieht dann direkt nach Osten über die Orte Bretzwil, Diegten. Oltingen, Densbüren bis nach Brugg an der Aar und jenseits bis in die Berge, auf denen die altehrwürdige Ruine der Habsburg thront [1]).

Das hier folgende Profil 113 durch den Bözbergtunnel und die Ketten der Gislifluh südlich dieses Tunnels giebt uns ein gutes Bild dieser eigentümlichen Lagerungsverhältnisse im östlichen Ausgehenden des Schweizer Jura: wir sehen im nördlichsten Teile des Profiles das Ende der flach in Süd einfallenden Jura-Tafeln, welche am Südrande des Schwarzwaldes zwischen Rhein und der ersten Kette des Bözberges gleichförmig lagern; dann die überkippte Falte im Tunnel und endlich die mehrfachen Ueberschiebungen der Falten des Ketten-Jura. Längs des ganzen Grenzgebietes zwischen Tafel- und Ketten-Jura wurden die Trias-Stufen, Keuper und Muschelkalk, wiederholt und in breiten Streifen, zuweilen bis auf die Höhe der Bergketten (Wysenberg 1006 m hoch, nördlich vom Haunsteintunnel bei Olten) zwischen den Jura-Ketten heraufgeschoben und ebenfalls über Jura- und Tertiär-Schichten überstürzt. Das Alter dieser Bewegungen, welche in ursächlichem Zusammenhange mit der Erhebung des Alpen-Systemes stehen. kann genau festgestellt werden: denn die im Profil des Bözbergtunnels und die längs der Grenze zwischen Tafel- und Ketten-Jura im Aargauer und Baseler Jura-Gebirge wiederholt eingefalteten und eingeklemmten Tertiärschichten sind nach der Bezeichnung der Schweizer Geologen:

a. Untere Süsswasser-Molasse,
b. Obere Meeresmolasse oder „Muschelsandstein",

[1]) Ueber die Ueberschiebung des Ketten-Jura auf den Südrand des Tafel-Jura vergleiche: Albrecht Müller, Ueber einige anormale Lagerungsverhältnisse im Baseler Jura. in Verhandl. Naturforsch. Gesellsch. zu Basel, Bd. II. S. 348—389. mit einer Profiltafel. Basel 1859. — Albr. Müller, Geognostische Skizze des Kantons Basel und der angrenzenden Gebiete, mit 1 Profiltafel. Basel 1861. — C. Mösch, Aargauer Jura 1867 u. 1874. — Ed. Suess, Antlitz der Erde. Bd. I, S. 150—151. Prag 1885. — F. Mühlberg, Kurze Skizze der geolog. Verhältnisse des Bözbergtunnels, des Hauensteintunnels, des projektierten Schafmatttunnels und des Grenzgebietes zwischen Ketten- und Tafel-Jura überhaupt, mit 4 Profiltafeln, aus: V. Heft der Mitteil. der aargauischen Naturforsch. Gesellsch. Aarau 1889.



Profil 113 (Massstab 1 : 50,000.)

durch den Bözbergtunnel und die Gislifluh, nach F. Mühlberg, Aarau 1889, Taf. I, Fig. 4.

Diluvialer Schutt.
osm = Obere Süsswasser-Molasse } Tertiär.
usm = Untere Süsswasser-Molasse } Tertiär.
owj = Oberer Weisser Jura, Kimmeridge- und Tithon-Stufe.
uwj = Unterer Weisser Jura, Oxford-Stufe.
obj = Oberer Brauner Jura, Bath- und Kelloway-Stufe.
mbj = Mittlerer Brauner Jura, Bayeux-Stufe.
ubj L = Unterer Brauner Jura (Thouars-Stufe) und Lias.
Kp = Keuper.
Mk = Muschelkalk.

und als jüngste Ablagerungen:
c. Jura-Nagelfluh, Süsswasserkalk und Heliciten-Mergel.

Dieser Süsswasserkalk und die Heliciten-Mergel sind Glieder der oberen Süsswassermolasse der Schweizer; sie entsprechen den Sylvana-Kalken vom Hochsträss bei Ulm (vgl. unten und die Uebersichtstafel X) und gehören der obermiocänen Stufe an. Die Zusammenfaltung des Ketten-Jura und seine Ueberschiebung über die nicht mitgefalteten nördlichen Tafeln des Schweizer Jura hat demnach erst nach der obermiocänen Zeit, und zwar wahrscheinlich während der pliocänen Zeit, stattgefunden.

d. Jura in der oberrheinischen Tiefebene und in Lothringen.

Ehe der Schwarzwald, die Vogesen und die oberrheinische Tiefebene zur Tertiärzeit entstanden, breiteten sich die Zonen und Stufen des jurassischen Systemes über das ganze südwestliche Deutschland gleichförmig aus; die Trümmer dieser einstigen Decke, welche wir längs der inneren Gebirgsränder von Schwarzwald und Vogesen nunmehr vorfinden, lassen daher in ihrer petrographischen Ausbildung und in ihrem faunistischen Inhalte die Uebergänge erkennen, einerseits nach Osten zum schwäbischen Jura, andererseits im Süden zum Schweizer Jura, endlich nach Westen zum lothringischen und französischen Jura hin; im Norden blieb das niederrheinische Schiefergebirge als Kontinent über dem Jura-Meere stehen.

Wir wiesen wiederholt darauf hin, dass der Lias in ganz Mitteleuropa eine ungemein gleichartige, bis ins Detail übereinstimmende Schichtenbildung besitzt; auch in Baden und Elsass-Lothringen weicht daher der Lias in kaum einer Beziehung von dem schwäbischen Lias ab; nur am Südrande der Ardennen entstand eine eigenartige Küstenablagerung, der „Luxemburger Sandstein", dessen ziemlich grobkörnige Kalksandsteine häufig konglomeratisch werden durch Aufnahme von Quarz- und Quarzit-Geröllen des benachbarten Devon-Kontinentes; der Luxemburger Sandstein entspricht dem Angulaten-Sandstein von Schwaben, wird aber bis 80 m mächtig, also bedeutend mächtiger als dieser (siehe oben Seite 174). Im übrigen sind die sämtlichen Zonen des Lias mit ihren Leitfossilien, wie wir sie in Schwaben kennen gelernt haben, in den Randzonen der oberrheinischen Tiefebene und in Lothringen nachgewiesen worden.

Unter den Stufen und Zonen des Braunen Jura tritt der massige und mächtige Oolith, der „Hauptrogenstein" oder „Haupt-Oolith" zwischen den Humphriesianus- und den Varians-Schichten, überall im Breisgau, wie im Elsass und in Lothringen als ein charakteristisches und auffallendes Gebilde hervor. Wir bemerkten oben, dass sich der Hauptrogenstein aus den geringen Anfängen der schwäbischen Oolithe erst im Aargauer Jura zu einem wichtigen Gliede des Braunen Jura ententwickelt habe; es ist daher dieser geographischen Lage nach erklärlich, dass im Breisgau bereits der Hauptrogenstein eine hervorragende Rolle spielt und zu einer Mächtigkeit von ca. 100 m angeschwollen ist.

Bekanntlich bilden die Oolithe einen ebenso bedeutenden Bestandteil im französischen und englischen Dogger [1]). Mit Ausnahme des Haupt-Ooliths, in dem Fossilien selten sind, finden wir die Schichten des Braunen Jura in diesen Gebieten in der Regel ebenso reich an Versteinerungen wie in den gleichen Schichten des schwäbischen Jura.

Der Weisse Jura beschränkt sich im Bereiche der oberrheinischen Tiefebene und von Lothringen gänzlich auf denjenigen Teil des Schweizer Juragebirges, welcher dem Kanton Pfirt im südlichen Elsass und der Umgegend von Belfort am Südrande der Vogesen angehört.

Verfolgen wir die Verbreitung der Jura-Schichten in der oberrheinischen Tiefebene näher, so treffen wir dieselben zunächst überall am Westfusse des Schwarzwaldes in den niedergebrochenen Schollen, welche vom krystallinen Grundgebirge nach Westen in die weitaufklaffende Rheinspalte hinabsinken und unter das Diluvium der Rheinebene untertauchen.

Ein interessantes Kap wird durch eine mächtige und breitgelagerte Jura-Scholle gebildet in dem Isteiner Klotze, dessen trotzig in die Rheinebene vorgeschobener Fuss vom Rheinstrome umspült und dessen Masse von mehreren Tunnels der badischen Eisenbahn mitten zwischen Müllheim und Basel durchbohrt wird [2]).

Ueber den Haupt-Oolithen bei Kandern und den Varians-Schichten weiter westlich bei Riedlingen und Liel folgen bis zum Isteiner Klotze unter der vielfach verhüllenden Decke von tertiären Ablagerungen und von Löss erst Oxford-Thone mit Terebratula impressa und Aspidoceras perarmatum, dann bei Efringen und Klein-Kems massige Korallenkalke mit Cidaris Blumenbachi und mit Kieselknollen-Ausscheidungen; jüngere Jura-Stufen fehlen. Diese recht mächtigen Korallenkalke, der oberen Oxford-Stufe angehörend, sind es, welche die schroffen, gelblich-grauen

---

[1]) Die Entstehung dieser ungeheuren Anhäufungen von kleinen Oolithkörnchen im Braunen Jura bleibt uns immer noch ein Rätsel. Es scheint festzustehen, dass jedes Oolithkorn einen Krystallisationsprozess darstellt, bei welchem Kalkspath- oder Aragonit-Nadeln radialstrahlig und zugleich konzentrisch-schalig um ein vorhandenes Körperchen, um ein Sandkörnchen, Muschelstückchen, um Foraminiferen, Gasbläschen u. a. aus dem Wasser (kaltem oder warmem) ausgeschieden werden. Dem Geologen, welchem Oolithbänke im Jura häufig leitende Horizonte sind, liegt es am nächsten, an eine zoogene Entstehung des stets vorhandenen Ansatzkernes der Oolithkörner zu glauben, d. h. anzunehmen, dass die oolithischen Schalen sich um kleinste, in ungeheurer Masse im Jura-Meere vorhandene Organismen, etwa um Coccolithen oder einkammerige Rhizopoden herum aus kalkhaltigem Meerwasser ausgeschieden haben. Dagegen kann sich der Geologe wohl kaum mit einer ebenfalls gangbaren Theorie über die Entstehung der Jura-Oolithe befreunden, nach welcher (analog dem Erbsenstein des Karlsbader Sprudels) bedeutende Mineralwasserquellen am Meeresgrunde die Ursache der Oolithbildung während der Jurazeit gewesen sein sollen; denn die Oolithe sind nicht lokal und vertikal beschränkt in ihrer Verbreitung, sondern sie lagern in regelrechten Schichten, die sich horizontal über grosse Ländergebiete ausbreiten. — Ueber die Entstehung des Oolithes giebt es, wie über diejenige des Dolomites, eine eigene kleine Litteratur; von jüngsten Arbeiten vergleiche A. Knop, Ueber Oolithbildung, im N. Jahrb. Min. 1874, S. 285. — H. Loretz, Ueber Oolithstruktur im weiteren Sinne, in Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch. 1878, S. 388. — F. Rossbach, Beitrag zur Kenntnis oolithischer Kalksteine. Diss. Meiningen 1884.

[2]) Es ist dies der Schauplatz von Viktor Scheffels kleiner Novelle Hugideo.

Felswände des Isteiner Klotzes zusammensetzen. Eine neuere Untersuchung der ziemlich ausgedehnten Jura-Schollen zwischen Lörrach, Kandern, Müllheim und dem Rheine fehlt uns noch[1]); doch ist in diesem Gebiete allen Geologen der Fundort der reichen Cornbrash-Fauna bei Vögisheim, nahe südlich von Müllheim gelegen, wohlbekannt; in den grauen Mergelkalken der Wasserrisse nahe vor dem Dorfe sammelt man am häufigsten:

Rhynchonella varians Schlth.
Terebratula lagenalis Schlth.
Ostrea Knorri Voltz.
Trigonia interlaevigata Quenst.
Astarte depressa Mnstr.
Belemnites canaliculatus Schlth.
Perisphinctes procerus Seeb.

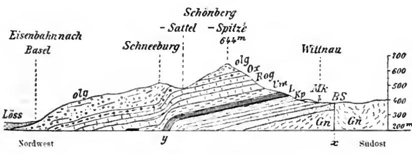
Der nördlichste Punkt der rechten Rheinseite, an welchem Schichten des Weissen Jura erhalten blieben, ist der Schönberg, nahe südlich von Freiburg im Breisgau gelegen[2]); eine mächtige Scholle von Trias- und Jura-Stufen ist hier am Rande des Gneissmassives von Feldberg und Erzkasten erhalten geblieben, ebenfalls wie alle diese Randschollen rasch absinkend unter das Diluvium der Rheinebene (siehe Profil 114). Im Schönberge finden wir über der Trias die sämtlichen Jura-Stufen wieder: den 30—40 m mächtigen Lias mit allen seinen bekannten Zonen und Versteinerungen; dann den Braunen Jura in einer Mächtigkeit von 140—160 m, an welcher Mächtigkeit der Haupt-Oolith mit Parkinsonia Parkinsoni den grössten Anteil mit ca. 100 m nimmt. Ueber den grauen Mergeln des Cornbrash mit Rhynchonella varians liegt die Kelloway-Stufe, und zwar Macrocephalen-Kalke und Ornaten-Thone. Endlich sind im Schönbergsattel auch die untersten Schichten des Weissen Jura aufgeschlossen: Oxford-Thone mit Terebratula impressa und ein wenig mächtiger Rest der Korallenkalke der Bimammatus-Zone. Wie am Isteiner Klotze sind diese Oxford-Kalke auch hier auf dem Schönberge die jüngsten Jura-Schichten, welche erhalten blieben:

[1]) Am eingehendsten behandelte Karl Fromherz dieses Juragebiet bei Kandern und Müllheim in seiner für die damalige Zeit vortrefflichen Abhandlung: Die Jura-Formationen des Breisgaues geognostisch beschrieben, Karlsruhe 1838; darin die einzige bis jetzt vorhandene geologische Originalkarte dieser Gegend. Auf dieser Karte sieht man noch, wie ehemals der Hauptstrom des Rheines an dem Isteiner Klotze sich brach, während jetzt nach der grossen Rheinstromkorrektion, welche in den Jahren 1840—1870 von Basel bis Mainz ausgeführt wurde, der Thalweg des Rheines eine gute Wegstrecke vom Isteiner Vorgebirge fort nach Westen verlegt worden ist, vgl. M. Honsell, Der Rheinstrom 1889, Blatt 9 der Rheinstromkarte. — Ueber den Jura zwischen Kandern und Müllheim siehe auch Gustav Leonhard. Geognostische Skizze des Grossherzogtums Baden, 2. Aufl., S. 105—109. Stuttgart 1861, und G. Steinmann und Fr. Graeff, Geologischer Führer der Umgebung von Freiburg. Freiburg i. Br. 1890.

[2]) Karl Fromherz, Geognostische Beschreibung des Schönbergs bei Freiburg. Mit Profiltafel. Universitäts-Programm. Freiburg 1837. — Karl Fromherz, Die Jura-Formationen des Breisgaues geognostisch beschrieben, mit 2 geognostischen Karten. Karlsruhe 1838. — Vgl. auch den citierten Führer von G. Steinmann und Fr. Graeff. Freiburg 1890.

darüber lagern die groben, oligocänen Meereskonglomerate, die Zeugen einer viel jüngeren Zeit, die Zeugen der neuen Bewegungen, welchen die oberrheinische Tiefebene ihre Entstehung verdankt.

Dem Schönberge westlich vorgelagert erhebt sich in der diluvialen Ebene zwischen Freiburg und Breisach der Tuniberg (306 m), mit einer Höhe von ca. 100 m die umliegende Ebene überragend, bemerkenswert dadurch, dass in diesem Berge die Doggerschichten, und zwar der untere und mittlere Dogger mit den mächtigen Haupt-Oolithen der Bath-Stufe, nicht in Westen zur Rheinebene hin, sondern umgekehrt, nach Osten zu flach einfallen, also wie ein Gegenflügel zum Schönberge in muldenförmiger Lagerung gegenteilig aufgerichtet; die Ursache dieser abweichenden Lagerung der Jura-Schichten im Tuniberge mag zu suchen sein in dem bedeutendeu mechanischen Widerstande, welchen die grossen Eruptivmassen des Kaiserstuhles bei den späteren Absenkungen und Bewegungen in der Rheinebene auf diese zunächst anliegenden Sedi-



Profil 114 (Massstab der Länge 1 : 50,000, der Höhe 1 : 25,000)
durch den Schönberg bei Freiburg i. Br., nach G. Steinmann und Fr. Graeff, 1890, S. 128.

Löss, Diluvial.
Olg = Oligocäne Meereskonglomerate, Tertiär.
Ox = Oxford-Stufe, Weisser Jura.
Rog = Hauptrogenstein, oberer Dogger.
Um = Unterer und mittlerer Dogger.
L = Lias.
Kp = Keuper }
Mk = Muschelkalk } Trias.
BS = Buntsandstein }
Gn = Gneiss des krystallinen Grundgebirges.
x = Verwerfung.
y = Flexur, Schichtenbeugung.

mente ausübten. Zugleich verfolgen wir den Haupt-Oolith vom Tuniberge aus nach Norden in den Kaiserstuhl hinein und erkennen, dass die Marmorlager inmitten dieses vulkanischen Gebirges bei Schelingen und Vogtsburg derselben Kalkformation angehören, indem die Jura-Kalke hier rings umschlossen von Basaltlaven und durchsetzt von vielen Basalt- und Phonolith-Gängen durch kontaktmetamorphe Wirkung in körnigen Kalk umkrystallisiert wurden. Wir werden unten bei Besprechung der Laven des Kaiserstuhles wieder auf diesen metamorphen Jura-Kalk zurückkommen. Im nordöstlichen Teile der Berge des Kaiserstuhles bei Bahlingen und Riegel steht der Haupt-Oolith in mächtiger Masse noch unverändert an; ebenso sehen wir ihn jenseits der Dreisam im

Nimberg und abwärts von Emmendingen nach Norden am Fusse des Gebirges fort bis zum Kinzigthale bei Offenburg wiederholt unter der Lössdecke auftauchen, zugleich mit Schichten des unteren und mittleren Dogger[1]). Auch nördlich vom Kinzigthale treffen wir noch vereinzelte Jura-Schollen an: so am Erlenbad bei Sassbach oberen Lias, Posidonien-Schiefer und Jurensis-Mergel, sowie unteren Dogger, und zwar Opalinus-Thone mit Harpoceras opalinum; endlich erwähnen wir noch die Liasreste am Westfusse des Fremersberges bei Baden[2]).

Die wichtigste von diesen Jura Schollen der rechten Rheinseite ist diejenige von Langenbrücken in der Kraichgauer Senke zwischen Schwarzwald und Odenwald, längst bekannt und viel besprochen wegen ihrer hervorragenden Bedeutung für Erkenntnis der geologischen Entstehungsgeschichte der oberrheinischen Tiefebene und ihrer Randgebirge[3]). Hier ist Lias und Dogger in ziemlich grossen Schollen am Rande der Rheinebene zwischen den Orten Ubstadt, Oestringen und Wiesloch durch tiefes Einsenken zwischen die Trias-Tafeln vor der gänzlichen Fortwaschung bewahrt geblieben. Die Gesteinsbeschaffenheit und der faunistische Inhalt der Lias- und Dogger-Zonen dieses Gebietes stimmen genau mit der schwäbischen Jura-Facies überein, was nicht auffällig ist, da die Zonen nur bis zum Murchisonae-Sandstein erhalten sind, also der für die oberrheinische Tiefebene charakteristische Haupt-Oolith und alle jüngeren jurassischen Stufen fehlen. Gerölle von mittlerem Dogger, braune Kalke mit Stephanoceras, fanden Benecke und Cohen in diluvialen Konglomeraten des Angelbachthales bei Wiesloch; in dem Flussgebiete dieses Thales steht jetzt überhaupt kein Jura mehr an, sondern nur Trias mit deckendem Diluvium. Jedenfalls waren also hier zur Diluvialzeit noch Jura-Schichten, und zwar bis hinauf in die blauen Kalke der Bayeux-Stufe vorhanden. Aber wir dürfen aus allgemeinen Verhältnissen noch weiter schliessen, dass ursprünglich in dieser Gegend, in welcher sich jetzt die Kraichgauer Senke befindet, der ganze Braune Jura einschliesslich des mächtigen Haupt-Oolithes, ja auch noch die Stufen des Weissen Jura zur Ablagerung gekommen waren; während der Kreidezeit begannen die ersten Denudationen der Jura-Decken am Ober- und Mittelrheine, und erst zur Tertiärzeit fanden die grossen Senkungen statt, in deren Folge die Langenbrückener Scholle vor völliger Vernichtung gerettet wurde.

An den Innenrändern des Odenwaldes und der Haardt, sowie am Südrande des Taunus fehlt uns jede Spur der einst wohl auch hier abgesetzten jurassischen Schichten; die ältesten Tertiärschichten des

---

[1]) Siehe Ph. Platz, Geologische Beschreibung der Umgebungen von Lahr und Offenburg, 25. Heft der Beiträge zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherzogtums Baden, S. 41—43. Karlsruhe 1867. — H. Eck, Geognostische Karte der Umgegend von Lahr, Erläuterungen S. 98—99. Lahr 1884.

[2]) Fr. Sandberger, Geologische Beschreibung der Gegend von Baden, 11. Heft der Beiträge zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherzogtums Baden, S. 12—15. Karlsruhe 1861.

[3]) C. Deffner und O. Fraas. Die Jura-Versenkung bei Langenbrücken, mit Karte und Profilen, in N. Jahrb. Min. 1859, S. 1—38 u. 513—531. — W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. S. 467 bis 497. Strassburg 1881.

Mainzer Beckens, die mitteloligocänen Meeressande, lagerten sich ab auf Trias-Schollen, auf rotliegenden Sandsteinen, auf dem Devon des Taunus und auf den krystallinen Gesteinen des Odenwaldes.

Der Langenbrückener Jura-Versenkung entsprechen auf der linken Rheinseite die ausgedehnten Schollenreste der einst zusammenhängenden Jura-Decke im Unter-Elsass, in der Zaberner Bucht, welche sich ausbreitet bei Hagenau und Zabern zwischen der platten diluvialen Rheinebene, dem Sandsteinkamme der nördlichen Vogesen und den Südabhängen der Haardtberge. Ein flaches Hügelland erfüllt diese Bucht und zeigt uns unter der oft verhüllenden Lössdecke an den Berggehängen und in den zahlreichen Bacheinschnitten vielorts die sämtlichen jurassischen Ablagerungen bis hinauf zu den Variansschichten der oberen Bath-Stufe [1]). Am höchsten in diesem hügeligen Gelände ragt der Bastberg bei Buchsweiler (oben S. 347), welcher Berg sich 329 m über das Meer und ca. 200 m über die anliegende Rheinebene bei Hagenau erhebt; in den Abhängen und in der Umgebung dieses Berges, sowie in den Hügeln gegen Niederbronn und Wörth finden wir von der Bath-Stufe an nach abwärts das ganze Profil der jurassischen Zonen und Stufen, wie wir es aus Schwaben kennen gelernt haben, jedoch mit einigen Abweichungen, welche aus der hier folgenden Uebersicht der Schichten hervorgehen:

Hangendes: Eocäne Mergel mit Braunkohle: darüber eocäner Süsswasserkalk und mitteloligocäne Meeres-Konglomerate.

I. Bath-Stufe des oberen Dogger:

1) Varians-Schichten (Cornbrash), und zwar:

a. Magere, blaugraue Thone mit Rhynchonella varians Ziet., Stephanoceras bullatum d'Orb., Montlivaultia decipiens Gldf., Belemnites canaliculatus Schlth., Bel. Württembergicus Opp.

b. Grünlichgrauer, kompakter Kalk mit Eisen-Oolithen, mit zahlreichen Seeigeln, Brachiopoden, Conchiferen und Ammoniten, Zeilleria ornithocephala Sow., Oppelia aspidoides Sow., Parkinsonia ferruginea Opp., Perisphinctes procerus Seeb.

c. Braungelbe Oolithe mit zahlreichen biplicaten Terebrateln: Terebratula globata Sow., Ostrea Knorri Ziet., Hyboclypus gibberulus Ag.

---

[1]) R. Lepsius, Beiträge zur Kenntnis der Jura-Formation im Unter-Elsass, mit 2 Tafeln, Diss. Leipzig 1875. — W. Deecke, Die Foraminiferen-Fauna der Zone des Stephanoceras Humphriesianum im Unter-Elsass, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. IV, Heft 1. Strassburg 1884. — Derselbe, Ueber das Vorkommen von Foraminiferen in der Jura-Formation des Elsass, in Mitteilungen der Kommission für die geolog. Landesuntersuchung von Elsass-Lothringen, Bd. I, S. 16—23. Strassburg 1886. — E. Haug, Mitteilungen über die Jura-Ablagerungen im nördlichen Unter-Elsass, Bd. I, S. 24—42. Strassburg 1886. — Oskar Schlippe, Die Fauna des Bathonien im oberrheinischen Tieflande, in Abhandl. geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. IV, Heft 4. Strassburg 1888.

d. Untere Bank mit Rhynchonella varians Ziet., mit Parkinsoniern und Belemniten.

2) Haupt-Oolith (Zone der Parkinsonia Parkinsoni, sogen. Vesullian von Ch. Mayer[1]):

a. Obere fossilreichere Abteilung des Haupt-Oolithes, mit Clypeus Ploti Klein, Parkinsonia Parkinsoni Sow., Hemicidaris Koechlini Cott.
b. Untere fossilarme Abteilung des Haupt-Oolithes mit Ostrea acuminata Sow.

3) Zone des Cosmoceras subfurcatum:

Graue Mergelkalke mit Cosmoceras Garantianum d'Orb., Parkinsonia Parkinsoni Sow., Stephanoceras Blagdeni Sow., mit Brachiopoden: Terebratula ventricosa Ziet., Rhynchonella obsoleta Sow.

II. Mittlerer Dogger (Bayeux-Stufe):

4) Zone des Stephanoceras Humphriesianum:

Gelbbraune Kalksteine, zuweilen oolithisch, mit Thonbänken, welche eine reiche Fauna von Foraminiferen enthalten (vgl. W. Deecke 1884); darin Ostrea flabelloides Schlth., Lima pectiniformis Schlth., Modiola cuneata Sow., Belemnites giganteus Schlth., Harpoceras alsaticum Haug, Stephanoceras Humphriesiauum Sow.

5) Zone des Stephanoceras Sauzei:

„Blaue Kalke", braun verwitternd, mit Lingula Beani Phil., Pholadomya fidicula Sow., Inoceramus polyplocus Röm., Thecosmilia gregaria M'Coy, Isastraea bernardina d'Orb., Stephanoceras polyschides Waag., Steph. Sauzei d'Orb.

6) Zone des Hammatoceras Sowerbyi:

Graue, mergelige Kalke und glimmerreiche Mergel mit Kalk- und Thoneisen-Knollen, Gryphaea calceola Quenst., Pecten pumilus Lam., Lima incisa Waag., Belemnites ellypticus Mill., Harpoceras cornu Buckm., Hammatoceras Sowerbyi Mill.

III. Unterer Dogger (Obere Thouars-Stufe):

7) Zone des Harpoceras Murchisonae:

Gelbe Sandsteine, ca. 20 m mächtig, mit Pecten pumilus Lam. (= P. personatus Ziet.)., Avicula elegans Mnstr., Modiola plicata Sow., Harpoceras Murchisonae Sow.

---

[1]) Vgl. G. Steinmann, Zur Kenntnis des Vesullians im südwestlichen Deutschland, im N. Jahrb. Min. Jahrg. 1880, Bd. II, S. 251—263. Stuttgart.

8) Zone des Harpoceras opalinum:

Dunkelblaugraue Thone und Mergel mit Kalkknollen voller Versteinerungen, 35—40 m mächtig, am besten aufgeschlossen in der Gundershofener Klamm bei Reichshofen. Trigonia navis Lam. häufig und leitend neben Harpoceras opalinum Rein., Gervillia Hartmanni Gldf., Nucula Hammeri Defr., Trigonia pulchella Ag., Lucina plana Ziet., Cerithium armatum Gldf., Belemniten, Lytoceras torulosum Schübl., Hammatoceras subinsigne Opp., Harpoceras aalense Ziet., Nautilus lineatus Schlth.

9) Zone des Lytoceras torulosum Schübl.:

Graue Thone, ca. 5 m mächtig, mit Thecocyathus mactra Gldf. und kleinen Gastropoden: Trochus subduplicatus d'Orb., Eunema subangulata Mnstr., Cerithium armatum Gldf., Leda rostralis d'Orb., Trigonia pulchella Ag., Astarte Voltzi Hön.

IV. Lias, 40—50 m mächtig, wovon 25—30 m auf den unteren, 10—20 m auf den mittleren, 3—6 m auf den oberen Lias zu rechnen sind. Der Lias im Unter-Elsass gleicht dem schwäbischen Lias in der Ausbildung aller Schichten und Zonen; ebenso in der Fauna, welche jedoch etwas ärmer an Ammoniten, dagegen etwas reicher an Brachiopoden ist.

a. Oberer Lias:

1) Zone des Lytoceras jurense. Hellgraue Mergel mit Kalkknollen, zahlreiche Belemniten; Harpoceras radians Rein., Hammatoceras insigne Schübl., Lytoceras jurense Ziet., Lytoceras Germaini d'Orb., Lima Galathea d'Orb., Pecten textorius Quenst., Pentacrinus jurensis Quenst.

2) Zone der Posidonomya Bronni. Die bekannten papierdünnen, bituminösen, zähen Mergelschiefer mit plattgedrückten Versteinerungen; Inoceramus dubius Sow., Posidonomya Bronni Voltz., Avicula substriata Ziet., Harpoceras Lythense Young, Coeloceras communis Sow.

b. Mittlerer Lias:

3) Zone des Amaltheus spinatus. Dunkelblaugraue, harte Kalke mit Mergelzwischenlagen; Rhynchonella acuta Sow., Terebratula punctata Sow., Zeilleria cornuta Sow., Arca Münsteri Gldf., Avicula Sinemuriensis d'Orb., Pecten aequivalvis Sow., Lima Hermanni Ziet., Pholadomya ambigua Sow., Amaltheus spinatus Brug., Amaltheus margaritatus Montf. in seinen extremen Varietäten. Belemnites paxillosus Schlth., Bel. acuarius Schlth., Bel. breviformis Voltz.

4) Zone des Amaltheus margaritatus. Dunkelgraue Thonmergel mit Kalk- und Thoneisen-Knollen, Amaltheus margaritatus Montf. var. nudus Quenst., Belemnites compressus Stahl, Belemn. elongatus Mill., Pleuromya arenacea Seeb., Pecten calvus Gldf., Leda acuminata Gldf.
5) Zonen des Lytoceras fimbriatum und des Aegoceras Davoei. Hellgraue, mergelige Kalke; darin unten eine Bank mit Pentacrinus basaltiformis, Gryphaea obliqua Gldf., Gryph. cymbium Lam., Lytoceras fimbriatum Sow., Aegoceras Davoei Sow., Belemnites elongatus Mill., Belemn. umbilicatus Blainv.
6) Numismalis-Mergel, graue, fossilreiche Mergel, 3—4 m mächtig. Die schwäbischen Zonen des Aegoceras Taylori und Aegoceras Jamesoni konnten noch nicht abgetrennt werden. Darin viele Brachiopoden: Spiriferina Walcotti Sow., Spir. rostrata Schlth., Spir. verrucosa Buch, Rhynchonella rimosa Buch, Rhynch. calcicosta Quenst.. Zeilleria numismalis Lam.; Plicatula spinosa Sow., Aegoceras Taylori Sow.

c. Unterer Lias:

7) Zone des Ophioceras raricostatum. Graue Kalkbank voll Gryphaea arcuata Gldf., auch Ophioceras (Arietites) raricostatum Ziet.
8) Zonen des Oxynoticeras oxynotum und des Arietites obtusus (Turneri-Thone). Fossilarme, blätterige Thonmergel mit Kalk- und Thoneisen-Septarien, 8—10 m mächtig; Gryphaea, Belemniten, Hippopodium ponderosum Sow., Aegoceras bifer Quenst.
9) Zone des Pentacrinus tuberculatus. Dunkelgraue Thonmergel mit Kalkknollen und mit Stielgliedern von Pentacrinus tuberculatus Mill.
10) Zone des Arietites Bucklandi. Blaugraue Kalkmergel und Kalke mit Bänken von angehäuften Schalen der Gryphaea arcuata Lam.; darin: Arietites Bucklandi Sow., Arietites bisulcatus Brug., Ariet. Brooki Sow., Lima gigantea Desh., Lima pectinoides Sow., Nautilus striatus Sow., Belemnites acutus Mill.
11) Zone der Schlotheimia angulata. Dunkelgraue Thone, bituminöse Mergelschiefer und Kalkbänke voller Gryphaea arcuata Lam., Pentacrinus angulati Quenst., Schlotheimia angulata Schlth., Psiloceras laqueus Quenst., Arietites liasicus d'Orb.

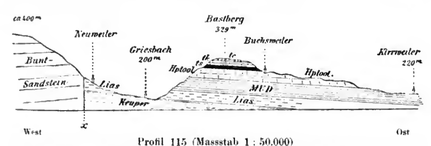
Ein Sandstein wie in Schwaben (Angulaten-Sandstein) oder im nördlichen Lothringen (Luxemburger Sandstein) entwickelt sich im Elsass nicht; es werden jedoch die unteren Gryphiten-Kalke oft sandig.

12) Zone des Psiloceras planorbis. Graue Kalkbänke mit Psiloceras planorbis Sow. und Psil. torus d'Orb., kleine Exemplare von Gryphaea arcuata.

Liegendes: Gelbe rhätische Sandsteine mit Avicula contorta Port.

Es fehlt also im Unter-Elsass der Weisse Jura vollständig, ebenso fehlen vom Dogger die jüngsten Ablagerungen, und zwar die ganze Kelloway-Stufe; die letzten Schichten, welche vor der Denudation bewahrt blieben, sind die Varians-Schichten und der Haupt-Oolith, also die Zonen der Bath-Stufe. Auf der rechten Rheinseite drüben im badischen Lande liegt der nördlichste Punkt, von welchem der Haupt-Oolith bekannt ist, bei Burgheim nördlich von Lahr; die Varians-Schichten finden sich erst bei Freiburg im Breisgau. In der weiten Zaberner Bucht erhielten sich naturgemäss die jurassischen Stufen besser als in den vereinzelten Resten am Westrande des Schwarzwaldes.

Die Lagerung der Jura-Stufen in der Bucht von Zabern zeigt uns, dass wir uns hier ebenso wie drüben in Baden in dem Gebiete der am stehengebliebenen Horste abgerutschten und in die grossen Spalten der Rheinebene abgesunkenen Schollen der einst gleichförmig ausgebreiteten Jura-Decke befinden; ein System von Verwerfungen durchschneidet das hügelige Land zwischen den Ostabhängen der Sandstein-Vogesen und der Rheinebene. Die erste grosse Verwerfung, welche am Fusse der Sandsteinplatten von Maursmünster nach Norden über Zabern, Neuweiler, Ingweiler und Niederbronn zum Hochwald bei Wörth zieht, ist leicht zu erkennen, da sie topographisch hervorgehoben ist (vgl. das Profil 105 bei Zabern oben S. 440); auch auf dem beistehenden Profil 115 sehen wir die jurassischen Schichten des



Profil 115 (Massstab 1 : 50,000)

durch den Bastberg bei Buchsweiler im Unter-Elsass, nach R. Lepsius, Beiträge zur Kenntnis der Jura-Formation im Unter-Elsass, Leipzig 1875, Taf. I.

Buntsandstein des Pfalzburger Vogesenkammes.
Keuper.
Lias.
MUD = Mittlerer und unterer Dogger.
Hptool = Haupt-Oolith, oberer und unterer Dogger.
ts = Eocäne Mergel mit Braunkohle } Tertiär.
tk = Eocäner Süsswasserkalk } Tertiär.
tc = Mittel-Oligocäne Meeres-Konglomerate } Tertiär.
x = Hauptverwerfung am Ostfusse des Buntsandstein-Gebirges.

Bastberges westlich bei Neuweiler vom Bunten Sandstein getrennt durch eine Hauptverwerfung, mit welcher die nordsüdlich streichenden

Verwerfungen des grossen Einbruchs der oberrheinischen Tiefebene hier beginnen.

Unter der so oft verhüllenden diluvialen Decke sind die zahlreichen kleineren übrigen Verwerfungen im jurassischen Hügellande der Zaberner Bucht schwer zu verfolgen; sicher ist, dass längs des Ostrandes der Bucht eine zweite Hauptverwerfung verläuft in der Richtung des Ostabhanges der Vogesen von SSW nach NNO, und zwar etwa in der Linie von Molsheim (westlich Strassburg gelegen) über Truchtersheim, Mommenheim und Schweighausen nach Sulz unterm Wald [1]). Hagenau und Brumath liegen bereits jenseits dieser vom Diluvium oberflächlich ganz verhüllten Hauptverwerfung; sie stehen auf den mächtigen Anschwemmungen der diluvialen Rheinebene.

Nördlich der Zaberner Bucht sind am Ostrande der Haardt kaum noch Jura-Schollen übrig geblieben: Gümbel [2]) erwähnt jedoch, dass in den Weinbergen bei Siebeldingen, westlich Landau gelegen, Stücke von Gryphiten-Kalk mit charakteristischen Fossilien des unteren Lias, auch Reste vom oberen Lias gefunden worden seien; es erscheint daher möglich, dass hier bei Siebeldingen ein Rest von Lias über dem Keuper erhalten blieb.

Dagegen begleiten nun weiter südlich Jura-Schollen fortwährend den Ostrand der Vogesen vom Breuschthale bei Strassburg an über Oberehnheim, Barr, Rappoltsweiler, nahe westlich von Kolmar vorüber bis Ruffach, Thann und Belfort. Bei Ruffach breiten sich die Trias- und Jura-Tafeln wieder in einem grösseren Becken aus, und zwar gerade dem Fusse der höchsten Erhebung der Vogesen, dem Gebweiler Belchen vorgeworfen, wie das nebenstehende Profil 116 zeigt. In dem innersten Winkel dieses Beckens treffen wir an der Hauptverwerfung zum Granit hin noch einen letzten Rest von Liasschichten, und zwar finden wir dort [3]) sowohl den Unteren Lias mit Arietites bisulcatus Brug., als den Mittleren Lias mit Amaltheus spinatus Brug. Wir erwähnten bereits oben (S. 439) der bemerkenswerten Thatsache, dass diese innersten Schollen im Becken von Winzfelden-Ruffach nicht wie die Mehrzahl dieser Randschollen in Osten, sondern umgekehrt in Westen gegen den Granit zu einfallen.

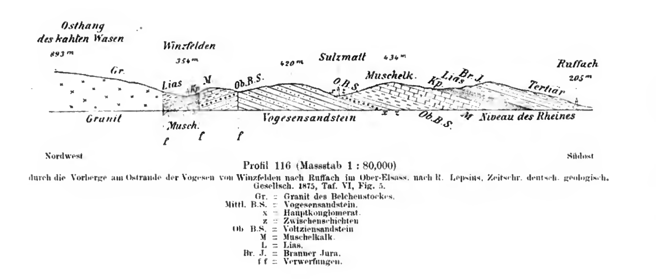
Am Südrande der Vogesen erscheinen endlich die Jura-Stufen in voller Entwicklung in der Umgegend von Belfort; sie schliessen sich von hier aus direkt an das südlich vorüberstreichende französisch-schweizerische Jura-Gebirge an und ziehen andererseits um die südwestlichen Teile der Vogesen herum in das Plateau von Langres und in die lothringischen Jura-Flächen. Ueber der Trias, deren Stufen nördlich von Belfort auf dem Grundgebirge lagern, folgen nun die sämtlichen jurassischen Schichten vom Lias bis hinauf in die tithonische

---

[1]) Siehe R. Lepsius, Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge. S. 77. Stuttgart 1885.

[2]) C. W. Gümbel, Geognostische Verhältnisse der Pfalz, S. 54, im IV. Bande, 2. Abtlg. der Bavaria. München 1865.

[3]) Siehe J. Delbos et J. Koechlin-Schlumberger, Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin (Ober-Elsass), tome I, pag. 292 et 302. Mulhouse 1866.



Profil 116 (Massstab 1 : 80,000)

durch die Vorberge am Ostrande der Vogesen von Winzfelden nach Ruffach im Ober-Elsass, nach R. Lepsius, Zeitschr. deutsch. geologisch. Gesellsch. 1875, Taf. VI, Fig. 5.

Gr. = Granit des Belchenstockes.
Mittl. B.S. = Vogesensandstein.
x = Hauptkonglomerat.
z = Zwischenschichten.
Ob. B.S. = Voltziensandstein.
M = Muschelkalk.
L = Lias.
Br. J. = Brauner Jura.
f f = Verwerfungen.

Stufe [1]). Der grosse Reichtum an Versteinerungen und die meist recht guten Aufschlüsse, auch die rasche Folge der zum Teil steil aufgerichteten Zonen erleichtern dem Geologen das Studium der Jura-Stufen in der Umgebung von Belfort [2]): die Ausbildung der Schichten weicht wenig ab von derjenigen, die wir oben aus dem Unter-Elsass kennen lernten, nur dass hier noch die jüngeren Stufen des Weissen Jura, welche dort über den Varians-Schichten fehlten, vor der Denudation bewahrt blieben. Der Hauptrogenstein der Parkinsoni-Zone spielt auch bei Belfort eine wichtige Rolle im Braunen Jura und breitet sich westlich des Thales der Savoureuse über grosse Flächen aus; die hellgrauen bis gelblichen, deutlich oolithischen Kalke sind massig oder dickbankig, verwittern schwer und machen sich leicht kenntlich in den Bergen durch steilere Gehänge. Reich an Versteinerungen sind die über dem Haupt-Oolith überall regelmässig entwickelten grauen Kalkmergel mit Rhynchonella varians (Cornbrash; von Parisot, Delbos und Koechlin-Schlumberger als „Bradford-clay“ bezeichnet).

Aus der Oxford-Stufe heben wir die starke Entwicklung und den Fossil-Reichtum der grauen Mergel und knolligen Kalkmergel mit zahlreichen Kiesel-Konkretionen hervor, welche die französischen Geologen nach den letzteren „Terrain à chailles“ nennen [3]), und welche den Zonen des Aspidoceras biarmatum und des Peltoceras transversarium von Schwaben, sowie den Birmensdorfer und Effinger Schichten von C. Mösch im Aargau entsprechen; Cardioceras cordatum Sow. und Aspidoceras perarmatum Sow., zwei Leitformen dieses unteren Teiles der Oxford-Stufe kommen bei Belfort und in der Pfirt neben zahlreichen Brachiopoden, Echiniden und Korallen in diesem „Terrain à chailles“ vor.

Darüber erheben sich massige Korallenkalke, in denen zum grossen Teil die uneinnehmbare Felsen-Citadelle von Belfort und das Fort de la Justice eingebaut sind; es ist dieselbe Korallen-Facies der Bimammatus-Zone, wie sie im Schweizer Jura überall sich verbreitet, das sogen. „Corallien oder Coral-Rag“ von Delbos und Koechlin-Schlumberger; die Mächtigkeit dieser Korallenkalke wird hier bei Belfort auf mindestens 100 m geschätzt. Parisot giebt das folgende Profil über diese Zone von der Citadelle von Belfort:

	mächtig:
a. Kalk mit Diceras arietinum Lam.:	
1) Weisser Kalkstein, zuckerkörnig	1 m

[1]) Vgl. L. Parisot, Esquisse géologique des environs de Belfort, in Mém. de la société d'émulation de Montbéliard I, S. 279, 1864, mit 2 Tafeln Profile und 1 geolog. Karte; suppl. II, S. 523, 1868, und in dem soeben citierten Werke von Delbos et Koechlin-Schlumberger, I, S. 281–477, 1866.

[2]) Die durch die Belagerung von 1870 berühmten Aussenforts Miotte, Justice, Pérouse, in deren Umgebung wir noch im Sommer 1873 während der deutschen Okkupation reiche Ausbeute besonders in den Varians-Schichten hatten, sind freilich jetzt, wie die ganze Gegend von Belfort, dem deutschen Geologen verschlossen.

[3]) H. Roeder, Beitrag zur Kenntnis des Terrain à chailles und seiner Zweischaler in der Umgegend von Pfirt im Ober-Elsass, mit 4 Tafeln, Strassburg 1882: und A. Andreae, Die Glossophoren des Terrain à chailles der Pfirt, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. IV, Heft 3. Strassburg 1887.

	mächtig:
2) Weisser, kreideartiger Kalk mit Kalkspat-Adern, dickbankig, mit Diceras	3 m
b. Kalk mit Nerineen:	
3) Weisser, kreideartiger Kalk, oolithisch, mit zahlreichen Korallen	2,5 „
4) Derselbe ohne Fossilien	3 „
5) Derselbe groboolithisch	2 „
6) Derselbe mit vielen Fossilien, besonders Nerineen	3 „
Nerinea Bruntrutana Thurm.	
— nodosa Voltz.	
— turritella Voltz.	
— Defrancei Desh.	
7) Rötlichweisser Kalkstein, feinoolithisch, mürbe	2 „
8) Weisslicher Kalkstein, groboolithisch, leicht zerfallend, ohne Fossilien	1,40 „
c. Korallen-Oolith:	
9) Gelblichgrauer Kalkstein, etwas oolithisch, dickbankig, mit wenig Versteinerungen	4 „
10) Dichter, hellgrauer Kalkstein mit muscheligem Bruche	1 „
11) Hellgrauer, Kalkstein, etwas oolithisch, mit wenig Fossilien	5 „

Liegendes: Terrain à chailles.

Aus dieser Zone der Korallenkalke führen Delbos und Koechlin aus der Umgegend von Belfort unter anderen die folgenden Korallen an:

Isastraea Münsteriana Edw. et H.
Thamnastraea dendroidea Blainv.
Stylina ramosa Edw. et H.
Stylohelia dendroidea From.
Aplosmilia semisulcata d'Orb.
Montlivaultia subrugosa d'Orb.,

und von Echinodermen:

Cidaris Blumenbachi Mnstr.
— coronata Gldf.
Pygurus Hausmanni Dunk.

Wie gewöhnlich sind Cephalopoden in diesen Korallenkalken eine seltene Erscheinung.

Die Kalksteine und Mergel der Kimmeridge-Stufe (sogen. Astartien) breiten sich über grosse Flächen südlich von Belfort aus, zum grossen Teil allerdings von diluvialen Anschwemmungen überdeckt und schliessen sich dann direkt an die identischen Schichten des Schweizer Jura-Gebirges an. Parisot teilte diese sehr mächtige Stufe nach der petrographischen Ausbildung der Schichten und ihrem faunistischen Inhalte in vier Teile:

1) Zu unterst direkt dem Korallenkalke aufgelagert ein weisslichgrauer, dichter Kalkstein mit Mergelbänken, in denen Nerineen, dann

Astarte supracorallina d'Orb., Exogyra Bruntrutana d'Orb., Apiocrinus Meriani Des. liegen; 12—15 m mächtig.

2) Hellgraue Kalkplatten und oolithische Mergel mit Naticeen: Natica grandis Mnstr.: 15—20 m mächtig.

3) Graue Mergel mit Kalkbänken; Astarte supracorallina d'Orb., Apiocrinus Meriani Des., kleine Gastropoden: 40—45 m mächtig.

4) Hellgraue, dünngeschichtete Kalksteine mit grauen Mergelbänken: zahlreiche Brachiopoden: Terebratula (Zeilleria) humeralis Röm., Terebratula insignis Schübl., Rhynchonella lacunosa Schlth., Pholadomya Protei Defr., Pinna granulata Sow.; 35 m mächtig.

Als jüngste Jura-Ablagerung sind in der Umgegend von Belfort und in dem Kanton Pfirt noch Kalke und rötliche Kalkmergel der Pteroceras-Zone in einigen kleinen Resten über den Kimmeridge-Kalken liegen geblieben: Pteroceras Oceani Brong. selbst findet sich bei Belfort und in der Pfirt: daneben eine Reihe anderer charakteristischer Fossilien, und zwar vorwiegend Conchiferen und Echiniden. Aus der Pfirt kennt man diese Schichten nur von einer Stelle, an der Strasse zwischen Winkel und Lützel; aus der Umgebung von Belfort aber von mehreren Orten, an denen sie kaum 12—15 m mächtig werden. Die jüngeren Jura-Zonen fehlen in dieser Gegend.

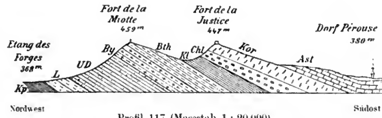
Delbos und Koechlin-Schlumberger geben a. a. O. I, S. 283, für die Jura-Stufen im Ober-Elsass und die Umgegend von Belfort die folgenden Mächtigkeiten an, wobei wir die von den genannten Autoren angewendeten Bezeichnungen mit den von uns angenommenen vergleichen:

	Mächtigkeit:
Etage kimmeridgien = Pteroceras-Zone der tithonischen Stufe	12 m
„ astartien = Kimmeridge-Stufe	100 „
„ corallien = Bimammatus-Zone der Oxford-Stufe	100 „
„ du terrain à chailles = Biarmatus- und Transversarius-Zonen der Oxford-Stufe	60 „
„ oxfordien = Ornaten-Thone, Athleta- und Anceps-Zonen der Kelloway-Stufe	20 „
„ callovien = Macrocephalus-Zone der Kelloway-Stufe	18 „
„ bathonien = Bath-Stufe	50 „
„ bajocien = Bayeux und obere Thouars-Stufe	112 „
„ toarcien = oberer Lias	25 „ [1]
„ liasien = mittlerer Lias	15 „
„ sinémurien = unterer Lias	10 „
Summe	522 m

Die Lagerung der jurassischen Schichten am Südrande der Vogesen ist sehr charakteristisch und bedeutsam als scharfer Ausdruck

[1]) Diese Mächtigkeit des Oberen Lias, in welche Stufe Delbos und Koechlin auch nur die Jurensis- und Posidonien-Zonen stellen, dürfte zu hoch, diejenige des Unteren Lias zu niedrig gegriffen sein.

der während der Tertiärzeit eingetretenen Bewegungen: in der Umgegend von Belfort streichen die Jura-Tafeln gleichförmig von Südwest nach Nordost; sie sind zum grossen Teil steil in Südost abgesunken, ja stehen z. B. bei Roppe völlig vertikal; das folgende Profil 117 zeigt



Profil 117 (Massstab 1 : 20,000)
durch den Jura nahe nordöstlich von Belfort, nach Parisot, Esquisse géolog. des environs de Belfort, 1864.

Kp = Keuper
L = Lias, ca 50 m mächtig.
UD = Unterer Dogger (Unter-Oolith) } Brauner Jura, ca. 250 m mächtig.
By = Bayeux-Stufe
Bth = Bath-Stufe
Kl = Kelloway-Stufe
Chl = Terrain à chailles } Oxford-Stufe } Weisser Jura, ca 200 m mächtig.
Kor = Korallenkalk
Ast = Astartien, Kimmeridge-Stufe

uns die Lagerung der Jura-Schichten in der unmittelbaren Nähe von Belfort. Vergleichen wir diese Jura-Gegend mit dem analogen Südrande des Schwarzwaldes, so würden wir uns hier bei Belfort auch im Gebiete des **Tafel-Jura** befinden. Dagegen treten uns nun jenseits und südlich der diluvialen Anschwemmungen auf der Wasserscheide zwischen Rhone und Rhein, und auf den Flächen, welche von der Allaine und der Ill entwässert werden, sogleich die bekannten Formen des **Ketten-Jura** entgegen: bei Delle und im Kanton Pfirt sehen wir die ersten Ketten des Schweizer Jura vor uns; es beginnen die steilaufgefalteten Schichten, die langgezogenen Mulden, die engen Schluchten quer durch starkgebogene Sättel scharf eingeschnitten, wie sie die nahegelegene Gegend von Porrentruy und den übrigen Berner Jura charakterisieren. Nach einigen Angaben von Delbos und Koechlin könnte es sogar scheinen, als ob die nördlichste Jura-Kette im Kanton Pfirt zum Teil über den Südrand das Tafel-Jura überstürzt sei, gerade wie in der entsprechenden Grenzlinie zwischen den Tafeln und Ketten im Baseler und Aargauer Jura.

Wenden wir uns endlich noch zu dem Jura in Lothringen, so finden wir dort westlich von den ausgedehnten Triasgebieten an der oberen Mosel, Meurthe und Seille zunächst in weiten Flächen den Lias ausgebreitet; dann westlich von Nancy und Metz die Stufen des Braunen Jura; doch erst jenseits der Maas, westlich von Toul und Verdun am Ostrande des Pariser Beckens, den Weissen Jura. Gleichförmig und flach fallen die Jura-Stufen konkordant über den Triastafeln nach Westen ein, von dem aufragenden Horste der Vogesen ab- und

der Mitte der grossen Pariser Mulde zugekehrt; in analoger Weise wie drüben in dem schwäbischen Senkungsfelde werden auch hier in Lothringen die Jura-Tafeln vielfach von Längs- und Querverwerfungen durchzogen, so dass oft die Längsverwerfungen mehr zu dem westlichen Absinken der Tafeln beitragen, als die meist ganz flachen Fallwinkel der Schichten.

Bezüglich der Ausbildung der Jura-Schichten in Lothringen heben wir nur die vom Elsass abweichenden Momente hervor [1]). Aus dem so gleichförmig in Mitteleuropa gestalteten Lias haben wir bereits angegeben, dass der Angulaten-Sandstein im nördlichen Teile von Lothringen und in Luxemburg, längs des Südrandes der altkontinentalen Ardennen eine grössere Mächtigkeit als gewöhnlich erlangt, dabei grobsandig und vielfach konglomeratisch wird, also eine charakteristische Küstenbilduug, während im südlichen und mittleren Teil von Lothringen die Angulaten-Zone nur thonig-kalkige Gesteine enthält, wie dies im Elsass und in Baden die Regel ist. Der Luxemburger Sandstein wird als ein trefflicher Bausandstein in ausgedehnten Brüchen bei Gross-Hettingen, 5 km nördlich von Diedenhofen, gewonnen; der Sandstein enthält hier die Leitfossilien der Angulatus-Zoue.

Der Braune Jura in Lothringen und Luxemburg ist ausgezeichnet durch die bekannten, weitverbreiteten Lager von abbauwürdigen Eisen-Oolitherzen, welche in den beiden Zonen des Harpoceras opalinum und des Harpoceras Murchisonae, also im unteren Dogger liegeu, entsprechend den Aalener Eisen-Oolitherzen am Nordostende der schwäbischen Alp. Die Eisenerzlager fehlen oft gänzlich, wie am St. Quentin bei Metz und am Stürzenberg bei Bövingen; in geringer Mächtigkeit findet man sie bei Ars an der Mosel; sie schwellen jedoch im nördlichen Teile von Lothringen (Hayingen-Esch) und in Luxemburg (Rodingen-Rümelingen) zu der bedeutenden Mächtigkeit von 30—40 m an.

Die chemische Zusammensetzung dieser Eisen-Oolitherze (von den Lothringer Bergleuten „Minette“ genannt), ersieht man aus den hier folgenden Analysen, welche Mittelwerte einer grösseren Anzahl von Analysen darstellen (Schumacher, Steinmann und Wervecke 1887, S. 88):

		Schwarzes Lager	Graues Lager	Rotes Lager	Rotes kieseliges Lager
SiO_2	Kieselsäure . . .	15,1	7,9	9,9	33,6
Al_2O_3	Thonerde . . .	5,2	2,3	5,5	4,2
Fe_2O_3	Eisenoxyd . . .	57,0	45,5	60,6	44,5
eO	Eisenoxydul . . .	0,3	0,4	—	—

[1]) Ueber den Jura in Lothringen vergleiche: W. Branco, Der Untere Dogger Deutsch-Lothringens, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. II, Heft 1. Strassburg 1879. — G. Bleicher, Guide du géologue en Lorraine. Paris 1887. — E. Schumacher, G. Steinmann und L. van Wervecke, Geologische Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringen, mit Erläuterungen. Strassburg 1887.

		Schwarzes Lager	Graues Lager	Rotes Lager	Rotes kieseliges Lager
CaO	Kalkerde	5,9	19,0	6,2	5,3
MgO	Magnesia	0,5	0,5	0,5	0,5
P_2O_5	Phosphorsäure . .	1,7	1,7	1,8	1,6
SO_3	Schwefelsäure . .	—	0,1	0,1	0,1
CO_2	Kohlensäure . . .	4,6	14,3	4,9	4,1
H_2O	Wasser	9,3	8,0	10,1	6,6

Bekanntlich waren die Lothringer und Luxemburger Minetten früher zur Stahlbereitung nicht zu verwenden wegen ihres konstanten Gehaltes an Phosphorsäure, deren Gegenwart den Stahl brüchig macht: erst das neue Thomas-Gilchristsche Verfahren, durch welches das Eisen in der Bessemer Birne mittelst eines basischen Mantels (Dolomit oder Kalk) ziemlich vollständig von seinem Phosphorsäure-Gehalte befreit wird, ermöglichte den Gebrauch der Lothringer Erze in den Stahlwerken und hat daher in den letzten Jahren den Abbau dieser Erze ganz bedeutend vermehrt. Die Eisen-Oolithlager werden sowohl in Tagebauten als in unterirdischen Gruben gewonnen. Ueber die Entstehung der Lothringer Erzlager scheint noch keine annehmbare Theorie aufgestellt zu sein; nach Analogie ähnlicher Lager dürfte es zweifelhaft sein, ob dieselben primär im Doggermeere zur Ablagerung gelangten und nicht vielmehr sekundär durch spätere Umwandlung auf wässerigem Wege aus Kalk-Oolithen in Eisen-Oolithe umgesetzt wurden.

In den drei Zonen des mittleren Dogger von Lothringen bilden sich massige Korallenkalke aus, weisse, zuckerkörnige Kalke, welche aus zahlreichen, bis 20 m mächtigen Korallenriffen entstanden sind; in den unteren Horizonten dieser im ganzen ca. 40 m mächtigen Korallenkalke finden sich noch Eisen-Oolithbänke, blaue Kalksteine und graue Mergel, charakterisiert durch die Gegenwart von Hammatoceras Sowerbyi Mill. Die Hauptmasse der Riffkalke gehört der Zone des Stephanoceras Humphriesianum Sow. an; unter den Korallen sind am häufigsten die zusammengesetzten Stöcke der riffbildenden Isasträen und Thamnasträen [1]); daneben kommen die Gattungen Thecosmilia und Confusastraea, auch Einzelkelche von Montlivaultia vor. Die gewöhnlichen Begleiter der Korallenriffe, die Echiniden, sind auch hier häufig, besonders Cidaris cucumifera Ag. und Pseudodiadema pentagonum M'Coy. Zwischen den Riffkalken schalten sich dickbankige Kalke ein, aus Muschel- und Echiniden-Fragmenten bestehend, und grünlichgraue Mergellager.

Der obere Dogger zeigt eine ähnliche Ausbildung wie im Elsass: die untere Zone der „Mergelkalke von Longwy" enthält Lumachellen

[1]) G. Meyer, Die Korallen des Doggers von Elsass-Lothringen, mit 6 Tafeln, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. IV, Heft 5. Strassburg 1888.

von Ostrea acuminata; dann folgen die ca. 20 m mächtigen „Oolithe von Jaumont“ mit wenig gut erhaltenen Fossilien; die darauf lagernden „Mergel-Oolithe von Gravelotte“ führen als Leitfossil die Parkinsonia Parkinsoni Sow., daneben eine reiche Fauna, aus welcher wir hier anführen:

Trigonia costata Lam.
Lima gibbosa Sow.
Avicula echinata Sow.
Ostrea acuminata Sow.
Terebratula globata Sow.
Waldheimia ornithocephala Sow.
Echinobrissus amplus Ag.
Clypeus Ploti Klein.
Holectypus depressus Desh.
Belemniten.

Diese 50—60 m mächtigen Oolithe von Jaumont und Gravelotte bilden die weiten, vielfach von schmalen Thalfurchen zerschnittenen Plateaus westlich von Metz, die blutgetränkten Schlachtfelder des 16. und 18. August 1870; sie entsprechen dem Hauptrogenstein der oberrheinischen Tiefebene. Ueber diesen Oolithen schliessen die grauen Thonmergel mit Rhynchonella varians die Jura-Bildungen im deutschen Gebiete von Lothringen ab. Die jüngeren Jura-Stufen lagern westlich der französischen Grenze in regelmässiger Folge zu beiden Seiten der Maas.

Bei Neufchâteau und Toul, also in den westlichen Teilen der Departemente Vosges und Meurthe et Moselle, in weiterer Verbreitung aber bei St. Mihiel und Verdun im Departement der Meuse (Maas) treffen wir die Kelloway-Stufe, dann die Oxford- und Kimmeridge-Stufen nach den Arbeiten von Douvillé und Wohlgemuth in der folgenden Ausbildung an [1]):

Liegendes: Mergel mit Rhynchonella varians und Ostrea Knorri. Perisphinctes procerus Seeb. und Perisph. quercinus Terq. et Jourd. Gegen oben in der Regel abschliessend mit einigen Bänken von hellgrauen, zuweilen oolithischen Plattenkalken („Dalle nacrée“).

a. Kelloway-Stufe:

1) Graue Kalke und Mergel mit Macrocephalites macrocephalus; 2—5 mächtig; Collyrites elliptica Desm.
2) Kalkmergel mit Reineckia anceps; Eisen-Oolith bei Neufchâteau; Cosmoceras Jason.

[1]) H. Douvillé, Note sur la partie moyenne du terrain jurassique dans le bassin de Paris et sur le terrain corrallien en particulier, in Bull. soc. géol. de France, 3me série, tome IX, pag. 439—474. Paris 1881. — J. Wolgemuth, Contact du Bathonien et du Callovien sur le bord oriental du bassin de Paris. (Haute-Marne, Vosges, Meuse, Meurthe et Moselle), in dems. Bande S. 258—277. und Derselbe, Note sur l'Oxfordien de l'est du bassin de Paris, daselbst Bd. X. S. 104—114. Paris 1882.

3) Dünnschichtige Kalkmergel mit Peltoceras athleta; bisher nur südwestlich von Neufchâteau im Dép. des Vosges nachgewiesen.

b. Oxford-Stufe:

4) Thone und Mergel mit verkiesten Ammoniten (Oxfordclay), 20—30 m mächtig: Aspidoceras perarmatum, Cardioceras cordatum, Card. Lamberti, Cardioceras Mariae d'Orb.

5) Mergel und graue Kalke mit Kieselknollen und verkieselten Fossilien (Terrain à chailles); darin unten eine Zone von Eisen-Oolith (wird bei Neuvizy im Département des Ardennes 2—3 m mächtig und dort ausgebeutet). Harpoceras canaliculatum Buch, Harp. hispidum Opp., Peltoceras transversarium Opp., Peltoceras arduennense d'Orb., Perisphinctes Martelli Opp., Rhynchonella Thurmanni Voltz, Trigonia clavellata Sow., Gryphaea dilatata Sow., Collyrites bicordata Leske.

6) Korallenkalk, oft oolithisch, 50—70 m mächtig (Corallien), mit Cidaris florigemma Phil., Hemicidaris crenularis Lam., Diceras arietinum Lam., Glypticus hieroglyphicus Gldf. Dazwischen oolithische Kalke und Plattenkalke mit Nerineen, sowie Kalkmergel mit Peltoceras bimammatum Quenst. und Harpoceras marantianum d'Orb.

Die Korallenriff-Facies ist besonders in der Umgegend von St. Mihiel im Departement de la Meuse entwickelt.

c. Kimmeridge-Stufe (Séquanien Marcou, Astartien Thurmann):

7) Mergel mit Exogyra Bruntrutana d'Orb., Zeilleria humeralis Röm., Ostrea deltoidea Sow.

8) Dichte Kalke und Oolithe mit Nerineen und Astarten (Astarte supracorallina d'Orb.).

d. Tithon-Stufe:

9) Dichte Kalke und harte Knollenkalke mit Pteroceras Oceani Brong., Nerineen, Terebratula subsella Leym., Goniolina geometrica d'Orb. (Ptérocérien).

10) Mergel und Kalkbänke mit Exogyra virgula Defr. (Virgulien).

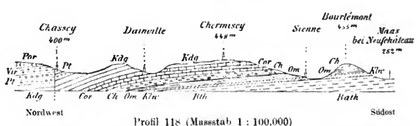
11) Portlandkalke (Portlandien), graue und grünliche dichte Kalke mit dolomitischen und oolithischen Bänken, auch mit Kalkmergeln. Olcostephanus portlandicus Lor., Trigonia gibbosa Sow.

Hangendes: Neocome Kreidemergel.

Das Verbreitungsgebiet dieses oberen Jura am Ostrande des Pariser Beckens ist noch auf unserer geologischen Uebersichtskarte

des südwestlichen Deutschlands angegeben[1]; die Wasserscheide zwischen der Maas und den Marnezuflüssen zieht sich im Departement de la Meuse westlich von Toul und Verdun auf den Oxford- und Kimmeridge-Kalkflächen entlang; weiter südlich im Departement de la Haute-Marne greifen die Marnezuflüsse in tiefere Jura-Stufen über und die Marne selbst fliesst mit ihren Quellen vom Plateau von Langres herab. das aus den Oolithen des Braunen Jura besteht.

Die Lagerung des Oberen Jura in den Flussgebieten der Maas und der Marne stimmt überein mit derjenigen der älteren Jura-Stufen in Deutsch-Lothringen: denn wir befinden uns hier am Ostrande des Pariser Beckens und alle Schichten sinken demnach flach nach Westen ab, dem Centrum dieses grossen Senkungsfeldes zu. Das beistehende Profil 118 giebt ein Beispiel dieser Lagerung:



Profil 118 (Massstab 1 : 100.000)

durch die Jura-Plateaus der Wasserscheide zwischen Maas und Marne, bei Neufchâteau im Département des Vosges, nach A. de Lapparent, Traité de Géologie, pag. 875. Paris 1883.

Bth = Bath-Stufe, Haupt-Oolith und Varians-Zone.
Klw = Kelloway-Stufe.
OM = Oxford-Mergel der Biarmatus-Zone
Ch = Terrain à chailles, Transversarius-Zone.
Cor = Korallenkalk mit Diceras arietinum.
Kdg = Kimmeridge-Stufe (Astartien).
Pt = Pteroceras-Zone }
Vir = Virgula-Zone } Tithonische Stufe.
Por = Portland-Zone }
x = Verwerfung.

Gerade wie wir im Osten des Schwarzwaldes die Jura-Tafeln in der schwäbischen und fränkischen Alp flach gegen Südost und Ost und zerstückt durch zahlreiche Verwerfungen abfallen sehen bis hin zu den fernsten Grenzen des oberrheinischen Gebirgssystemes, so entspricht hier im Westen der Vogesen ein analoges Senkungsgebiet dem fränkisch-schwäbischen: in den lothringischen Jura-Tafeln erkennen wir den nach Westen zu einfallenden Gegenflügel der gewaltigen Aufwölbung, deren Scheitel in nordsüdlicher Richtung aufgebrochen ist in der grossen Spalte der Rheinebene von Basel bis Mainz. Keine Falten, sondern zerbrochene Tafeln charakterisieren die Jura-Gebiete am Ostrande des Pariser Beckens; weit nach Süden ist das Alpensystem abgebogen und weit nach Süden sind die von den Alpen zusammengeschobenen Falten des schweizerisch-französischen Jura-Gebirges ent-

[1] Vgl. die vortreffliche geologische Karte von Frankreich: G. Vasseur et L. Carez, Carte géologique de la France, im Massstabe 1 : 500.000. Paris 1885 bis 1886. Blätter Verdun und Troyes.

wichen; sie bleiben jenseits und östlich der Saône und Rhône, während die lothringischen Jura-Tafeln nach Süden sich direkt fortsetzen in diejenigen Jura-Schollen, welche das krystalline Grundgebirge des Centralplateaus von Frankreich umlagern.

e. Jura in Oberhessen.

Wir erwähnen endlich noch eines wichtigen Fundortes von Jura-Schichten auf der Nordostseite des Vogelsberges in der Provinz Oberhessen bei Lauterbach, 15 km nordwestlich von Fulda gelegen; am Westrande des grossen Muschelkalk- und Keuper-Grabens, welcher 30 km weit von der Gegend von Fulda über Salzschlirf und Lauterbach bis jenseits Maar zu verfolgen ist (oben S. 458), hat sich nahe südwestlich vom Dorfe Angersbach bei Lauterbach eine kleine Lias-Scholle erhalten, deren Spur zuerst L. von Hayden im Sommer 1875 nach einem heftigen Gewitterregen aufgefunden hat[1]; über den Keuper-Mergeln und den rhätischen Sandsteinen mit Taeniodon Ewaldi Born. stehen dort dunkelgraue Schieferthone und Kalke an, in denen v. Koenen den Psiloceras Johnstoni Sow., Bruchstücke von Lima gigantea Sow. und Pecten, auch grosse Exemplare von Schlotheimia angulata Schlth. nachwies; die beiden Ammoniten beweisen, dass hier Reste der beiden untersten Liaszonen vorliegen. Das Streichen der Schichten ist parallel der Längsrichtung des Grabens von Nordwesten nach Südosten; die Ausdehnung dieser Liasscholle ist nicht bedeutend, doch wegen der bedeckenden Kulturen bisher nicht genauer verfolgt worden.

Weiter nördlich finden wir Liasreste im kurhessischen Schwalmgrunde bei den Orten Berge, Lendorf und Lembach, südlich von Wabern gelegen; von dort giebt von Koenen[2]) an: 1) Graue Mergel mit Gryphaea arcuata Lam., also die tieferen Schichten des Unteren Lias. 2. Schwarze Thonletten mit Arietites obtusus Sow., Aegoceras planicosta Sow., Aeg. ziphus Ziet., Belemnites acutus Mill., Gryphaea, Pecten, Terebratula, Rhynchonella, Pentacrinus. Nach den drei leitenden Ammoniten würden wir diese Schichten in die Obtususzone, also in den oberen Teil des Unteren Lias, zu weisen haben.

Die noch weiter nördlich bei Kassel bekannten Liasschollen, so die zwischen Volkmarsen und Zierenberg bei Warburg gelegeuen, führen uns bereits hinüber zu den ähnlichen Jura-Resten der Wesergegenden, sowie denjenigen im Leinethale bei Göttingen uud nördlich vom Thüringer Walde bei Eisenach und Gotha in den Seebergen.

Die angegebenen Liasreste östlich vom niederrheinischen Schiefergebirge im Gebiete des hessischen Waldgebirges sind nicht etwa als Reste von Küstenbildungen oder gar als Absätze in besonderen Armen oder Buchten des Liasmeeres anzusehen; vielmehr sind dieselben gerade wie die unterlagernden Triastafeln durchaus nur als letzte kleine

[1]) A. v. Koenen, Mitteilung in Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch. 1875, S. 706.

[2]) A. von Koenen, Lias bei Wabern, in Sitzungsber. Gesellsch. z. Beförd. der gesamt. Naturwissensch. zu Marburg, Jahrg. 1874, S. 72—74.

Reste einstiger vollständiger Liasbedeckung des mittleren Deutschlands zu betrachten: von Langenbrücken in der Kraichgauer Senke südlich von Heidelberg und im Osten von Coburg her, wo wir jetzt die letzten Jura-Reste in den Gebieten von Neckar und Main liegen sehen, zog sich die Decke jurassischer Ablagerungen gleichförmig über der Trias fort über ganz Franken und erstreckte sich nach Norden hinüber über das ganze hessische Waldgebirge, bis sie die noch jetzt zusammenhängenden Flächen des hannoverschen Jura erreichte. Ganz Mitteldeutschland war einst vom Liasmeere überflutet: im Westen bildeten die paläozoischen Berge des niederrheinischen Schiefergebirges ein kontinentales Gebiet: der Teutoburger Wald, der Harz und der Thüringer Wald existierten noch nicht als Gebirge. Ob auch noch Schichten vom Braunen oder gar Weissen Jura im mittleren Deutschland zur Ablagerung gelangten, können wir nicht beweisen, da sich Reste derselben bisher im hessischen Waldgebirge nicht vorgefunden haben. Die Zerstörung der Jura-Decke im mittleren Deutschland begann wahrscheinlich am Ende der Jura-Zeit und dauerte mit einer Unterbrechung während der Tertiärzeit bis heute fort; die Zerstückelung der einst gleichförmig und konkordant über der Trias lagernden Jura-Decke in Schollen und Tafeln ist wohl im wesentlichen während der jüngeren Tertiärzeit vor sich gegangen, gleichzeitig und in demselben Sinne wie die Zerstückelung der mächtigen Triasdecke.

5) Das Kreidesystem.

In dem ganzen weiten Gebiete des oberrheinischen Gebirgs-Systemes sind Kreide-Ablagerungen nur vorhanden auf den Hochflächen der fränkischen Alp in der Gegend von Regensburg, und zwar vom Thale der unteren Altmühl an bis hinüber nach Amberg und Sulzbach; wahrscheinlich gehören auch hierher sandige und lehmige Schichten ohne Versteinerungen, welche in ausgedehnten Flächen noch weiter hinaus die fränkische Alp überdecken, nämlich westlich bis nach Eichstädt und Pappenheim, nördlich bis zum Ausgehenden des Weissen Jura östlich über Bamberg. Einzelne Reste dieser Kreideschichten von Regensburg lassen sich auch thalabwärts der Donau am Südrande vom krystallinen Grundgebirge des Bayerischen Waldes bis nach Ortenburg und Passau verfolgen. Ingleichen bildet die Donau nicht die Grenze dieser Regensburger Kreideschichten nach Süden, vielmehr tauchen unter den Tertiär- und Diluvial-Bedeckungen jenseits der Donau bei Abach, Thalmässing und im Laberthale bei Eggmühl, also halbwegs bis zur Isar, noch die gleichen Kreidestufen wiederholt auf.

In der Gegend von Regensburg und Amberg finden wir nach Gümbel die folgenden Schichten des Kreide-Systemes [1]:

[1] C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges S. 697—783. Gotha 1868. — Derselbe, Kurze Erläuterungen zu den Blättern Ingolstadt, Neumarkt, Bamberg der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. Kassel 1887—1889.

Uebersicht der Kreideschichten bei Regensburg und Amberg auf der fränkischen Alp:

Liegendes: Oberer Weisser Jura, und zwar Solnhofener Plattenkalke, Franken-Dolomite, Kelheimer Diceraskalke, also Schichten der Tithonischen Stufe; auch noch ältere Jura-Stufen.

a. Cenomane Stufe (Unterer Pläner und Unterer Quadersandstein in Sachsen und Böhmen).

1) Eisenschüssige Grundbreccien, Konglomerate und grobkörnige Sandsteine (zum Teil als Kluftausfüllungen); im Sandstein eingelagerte Schieferthone mit Pflanzenresten, Cunninghamites oxycedrus Presl, eine Araucarie; bis 10 m mächtig.

2) Grünsandstein (glaukonitisch); dicke Bausandsteine mit dünnplattigen Sandsteinen, mergeligen Grünsanden und kalkigen Bänken, 10—15 m mächtig. Darin:
Ostrea columba Lam. häufig.
Pecten asper Lam. häufig.
— (Vola, Janira) aequicostatus Lam. häufig.
Inoceramus striatus Mant.
Acanthoceras naviculare Mant.

3) Graue und gelbe Mergel mit Ostrea vesiculosa Sow., 1—2 m mächtig.

b. Turone Stufe (Mittlerer und Oberer Pläner, und mittlerer Quadersandstein in Sachsen und Böhmen).

1) Graue, dünnspaltige Mergelschiefer, 1—3 m mächtig. Darin:
Inoceramus labiatus Schlth. (= Inoc. mytiloides Mant.).
Pecten notabilis Mnstr.
Ostrea lateralis Nils.
Rhynchonella compressa d'Orb.
Flabellaria cordata Rss.

2) Feinsandiger Mergelkalk, arm an Fossilien, 6—15 m mächtig. Darin:
Inoceramus labiatus Schlth.
— latus Mant.
Exogyra conica Sow.
— columba Lam.
Avicula anomala Sow.

3) Sandsteine und Sande mit Hornsteinknollen, 3—15 m mächtig. Darin:
Inoceramus labiatus Schlth.
Pecten (Vola, Janira) quinquecostatus Sow.
Exogyra columba Lam.

Exogyra auricularis Whlbg.
Rhynchonella Cuvieri d'Orb.

4) Glaukonitische Kalke und sandige Glaukonitmergel mit Kalkknollen, 3—5 m mächtig. Darin:
Exogyra columba Lam. in sehr grossen Exemplaren.
Inoceramus Brongniarti Sow.
Lima amygdaloides Rss.
Protocardia hillana Sow.
Pleurotomaria linearis Mant.
Terebratella (Magas) Geinitzi Schlönb.
Pachydiscus peramplus Mant.
Acanthoceras Woolgari Mant.

5) Weissgelbliche, wohlgeschichtete, feinsandige Mergelkalke, mit Kalkknollen und Kalkbänken („Plänerkalk" in Sachsen und Böhmen), 8—10 m mächtig. Darin:
Ostrea semiplana Sow.
Spondylus spinosus Sow.
Lima elongata Sow. (häufig).
Pecten (Vola, Janira) quadricostatus Sow.
Inoceramus Brongniarti Sow.
Cyprina ligeriensis d'Orb.
Scaphites Geinitzi d'Orb.
Terebratella (Magas) Geinitzi Schlönb.
Terebratula semiglobosa Sow.
Micraster cor testudinarium Gldf.
Cidaris vesiculosa Gldf.
Oxyrhina Mantelli Ag. Haifischzähne.

6) Sandiger Mergelkalk mit Calianassa antiqua und glaukonitische, grobsandige Mergel, 2—3 m mächtig. Darin:
Calianassa antiqua Otto, Krebsscheren.
Trigonia limbata d'Orb.
Pholadomya caudata Röm.
Crassatella arcacea Röm.
Lucina lenticularis Gldf.
Venus plana Sow.
Cytherea caperata Sow.

c. Senone Stufe (jedoch nur der untere Teil dieser Stufe; Baculiten-Mergel und Oberer Quadersandstein in Sachsen und Böhmen).

1) Mergel und Kalkmergel, 6—10 m mächtig. Darin:
Micraster cor anguinum Klein.
Gryphaea vesicularis Lam.
Pecten decemcostatus Mnstr.
Inoceramus Cuvieri Sow.
Arca Geinitzi Rss.
Cardium alutaceum Mnstr.

Baculites anceps Lam.
Hamites Römeri Gein.
Macropoma Mantelli Ag., Ganoider Fisch.

2) Gelber, grobkörniger Kalksandstein, plattig abgesondert (oberer Quadersandstein in Sachsen und Böhmen), 15 bis 20 m mächtig. Darin:

Bryozoen, häufig.
Gryphaea vesicularis Lam.
Exogyra laciniata Gldf.
Lima ornata d'Orb.
Pecten (Vola, Janira) quadricostatus Sow.

Diese jüngsten Schichten der Regensburger Gegend, welche den Baculiten-Mergeln und dem oberen Quadersandstein des Elbsandstein-Gebirges entsprechen, sind wahrscheinlich noch nicht die jüngsten Schichten des Kreidesystemes; dieselben sind vielmehr der Quadraten-Kreide Westfalens, also dem unteren Teile der Senonen Stufe, gleichzustellen, so dass die Mucronaten-Kreide hier wie in Sachsen und Böhmen fehlen würde.

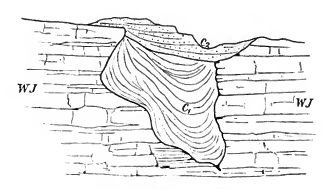
Die Mächtigkeit der Kreide-Ablagerungen bei Regensburg beträgt im Mittel 75 m, von welcher Summe etwa 20 m auf die Cenomane, 30 m auf die Turone und 25 m auf die Senone Stufe zu rechnen sind; die untere Abteilung des Kreidesystemes, die Neocome und die Gault-Stufen, kamen hier wie in Böhmen und Sachsen nicht zur Ablagerung.

Die typische Ausbildung und die vollständige Reihe der Kreidestufen nach dem obigen Schichtenprofile treffen wir an in der näheren und weiteren Umgegend von Regensburg, bis zur unteren Altmühl, bis in die tiefe Bucht von Bruck und Roding und bis nach Amberg hinüber. Weiter nach Norden lagern auf den weiten Jura-Plateauflächen sandig-lehmige Schichten und feste Sandsteine, welche im Veldensteiner Forste östlich von Bezenstein in Steinbrüchen gewonnen werden und die über Pottenstein und Waischenfeld bis nach Hollfeld im nördlichen Teile der fränkischen Alp zu verfolgen sind: obwohl in diesen Sanden und Sandsteinen noch keine bestimmbaren Fossilien aufgefunden wurden, hält es Gümbel für wahrscheinlich, dass dieselben dem Kreidesysteme angehören; ein Beweis dafür ist, dass die Veldensteiner Sandsteine in direkter Verbindung stehen mit einer fossilreichen, kalkigen Ablagerung am Galgenberg bei Hüll nordöstlich von Bezenstein gelegen; hier fanden sich: Pecten quadricostatus Sow., Pecten virgatus Nils., Pholadomya caudata Röm., Trigonia limbata d'Orb. (sehr häufig), Lima canalifera Gldf., Terebratella Geinitzi Schlönb., Rhynchonella Cuvieri d'Orb., Baculites sp. — Arten, welche bei Regensburg die oberen Zonen der Turonen Stufe charakterisieren.

Auch im südwestlichen Teile der fränkischen Alp hat Gümbel die Spuren des Kreidemeeres verfolgt bis in die Gegend von Solnhofen, da sich über den lithographischen Kalkschieferbrüchen bei Mörnsheim kieselsandige Gesteine gefunden haben, Bryozoen-Reste enthal-

tend, wie sie in den Kreideschichten in der Umgegend von Regensburg ziemlich häufig anzutreffen sind.

Für eine richtige Auffassung der Gebirgsbewegungen in diesen mittelbayerischen Gebieten ist die eigenartige Auflagerung der Kreideschichten auf ihrer älteren Unterlage von ganz besonderem Interesse: soweit die Kreidestufen die Kalksteine des Weissen Jura bedecken, also auf den weiten Hochflächen der fränkischen Alp, ist überall eine diskordante Auflagerung, häufig eine tiefeingreifende Kluftausfüllung, stets eine sandig-konglomeratische Ausbildung der untersten Kreideschichten, und zwar hier der Cenomanen Schichten, da die Neocome und die Gault-Stufen vollständig fehlen, zu beobachten, wie dies in dem nachstehenden Profil 119 dargestellt ist.



Profil 119 (Massstab 1 : 500)

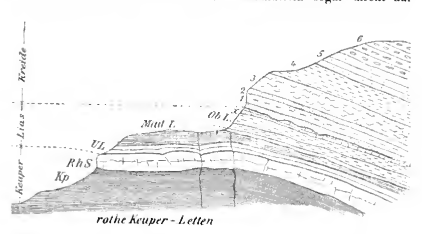
am Schutzfelsen bei Regensburg: die untersten Kreide-Ablagerungen füllen eine Kluft im Weissen Jura aus, nach C. W. Gümbel, Ostbayerisches Grenzgebirge, 1868, S. 727.

WJ = Oberer Weisser Jurakalk.
C_1 = Sandstein mit Quarzgeröllen und mit Pflanzenresten.
C_2 = Grünsandstein mit Pecten asper.
C_1 u. C_2 = Cenomane Kreidestufe.

Am Rande des krystallinen Grundgebirges vom Bayerisch-Böhmischen Walde und im Innern desselben in der grossen Bruck-Rodinger Bucht sind die Kreidestufen in der Regensburger Facies ebenfalls vorhanden und greifen in diesen Gebieten vom Weissen Jura diskordant über auf die älteren Jura-Abteilungen, auf die verschiedenen Stufen des Braunen Jura und des Lias, sowie auch auf die Keuperschichten. Das folgende Profil 120 giebt ein Beispiel von der direkten Auflagerung der Cenomanen Kreide auf Liasschichten.

Die Oberfläche der Liasschichten ist hier (Profil 120) in ähnlicher Weise ausgefurcht wie diejenige des Weissen Jura auf der nahen fränkischen Alp, zum Zeichen, dass das Cenomane Kreidemeer sich über Gesteinsflächen ergossen hat, die lange Zeiten hindurch als kontinentale Landstrecken der Erosion und Denudation unterworfen waren; auch die Pflanzenreste der untersten Kreidesandsteine dürften von diesem über-

schwemmten Kontinente herstammen [1]). Am südöstlichen Ende der Bucht von Bodenwöhr ruht der cenomane Grünsandstein sogar direkt auf



Profil 120 (Massstab 1 : 10,000)

durch Keuper, Lias und Kreideschichten am Brucker Berg bei Bodenwöhr im Bayerischen Wald, nach C. W. Gümbel, Ostbayerisches Grundgebirge, 1868, S. 729.

Kp = Bunter, vorherrschend roter Keuperletten mit Sandsteinbänken (oberer Teil des mittleren Keupers), 50 m mächtig.
RhS = Rhätischer Sandstein, weisser Bausandstein (oberer Keuper), 6 m mächtig.
UL = Unterer Lias und unterer Teil des mittleren Lias, gelber, eisenschüssiger Sandstein, oben mergelig, mit Pentacrinus, Gryphaea obliqua, Plicatula spinosa; 5 m mächtig.
Mittl. Lias = Mittlerer Lias, und zwar unten: grünlichbraune Mergel mit weissen Streifen und oolithischen Eisensteinkörnchen, enthaltend Amaltheus margaritatus; inmitten gelbe, dünnblättrige Schiefer mit Pflanzenresten und Brauneisenschalen; oben weisser, plastischer Schieferthon, 4 m mächtig.
Ob L. = Oberer Lias, und zwar Posidonien-Schiefer, sandig-kalkig, auch dolomitisch, mit Kalkknollen; darin: Posidonomya Bronni, Coeloceras commune; 5 m mächtig.
x = Feste Kalkbank mit Coeloceras crassum und Belemnites irregularis, Grenzschicht gegen die hier nicht vorhandene Jurensis-Zone.

Kreideschichten.

a. Cenomane Stufe:

1) Auf der wellig-unebenen Fläche der Crassus-Kalkbank des oberen Lias liegt diskordant aufgelagert ein feiner, grauer Schieferthon mit Pflanzenresten, die tiefste Schicht der Cenomanen Stufe; darüber dünnschichtiger, kalkiger Grünsand mit Pflanzenspuren; 4 m mächtig.
2) Sandig-glaukonitische Kalkbank voll Exogyra columba, in Konglomerat übergehend, 0,5 m mächtig.
3) Glaukonitischer Sandstein mit einzelnen Kalkbänken voll Exogyra columba; oben schwarze, manganreiche Schicht, 2 m mächtig.

b. Turone Stufe:

4) Gelber, kieseliger Mergelkalk („Pläner"), voller Versteinerungen, und zwar: Inoceramus labiatus, Pecten notabilis, Flabellaria cordata, Terebratula, Cidaris etc., 4 m mächtig.
5) Gelblicher, thoniger Sand („Pläner-Sandstein"), oben kieseliger Sandstein mit Inoceramus labiatus, 5 m mächtig.
6) Bunte Mergel und Sande mit Hornsandstein und Kieselknollen, oben Kalksandstein mit Kieselknollen; darin: Terebratella Geinitzi, Rhynchonella alata, Exogyra columba, Pecten quadricostatus; 50 m mächtig.

---

[1]) Gümbel bringt die Lager von Brauneisen und Roteisen in der Umgegend von Amberg, durch deren Abbau die Eisenhüttenwerke in dieser Stadt ihr gutes Material gewinnen, mit den untersten Kreideschichten der dortigen Gegend in Beziehung. Der Vergleich mit den eocänen Bohnerzbildungen liegt nahe. Möglicherweise verdanken diese Erzlager unter den cenomanen Kreidesandsteinen bei Amberg ebenfalls ihre Entstehung dem präcenomanen und postjurassischen Kontinente.

dem Granit; Feldspatstücke und Gerölle von krystallinen Gesteinen des Grundgebirges bilden im Grünsande Konglomerate, besonders in der Umgegend von Roding am Regen, bei Kalsing und Michelneukirchen. Hier scheinen in der That wirkliche Küstenabsätze vorzuliegen, so dass ein Arm des Regensburg-Amberger Kreidemeeres wohl tief in das Grundgebirge des Böhmer Waldes eindrang und sogar nach Gümbels Annahme von dieser Bucht von Bodenwöhr-Roding aus die Verbindung der Regensburger Kreide hinüber zum böhmisch-sächsischen Kreidemeere zu suchen ist.

Denn nicht mit den näher gelegenen Kreideschichten der Alpen stimmen die Kreide-Ablagerungen von Regensburg und Passau (Gosau bei Hallstadt im Salzkammergut liegt 110 km südlich von Passau), sondern mit den bekannten Kreidestufen von Nordböhmen und vom Elbsandstein-Gebirge in ihrer petrographischen Ausbildung und in ihrem faunistischen Inhalte überein; also dort hinüber nach Nordosten über das krystalline Grundgebirge und über das Prager Silurbecken fort zur oberen Elbe hin muss ehemals eine Verbindung stattgefunden haben. Begünstigt durch die späteren Einbrüche zur Tertiärzeit sind hier bei Regensburg, Amberg und Bodenwöhr noch die letzten Reste einer Kreidebedeckung erhalten geblieben, welche einst wohl einen grösseren Teil des Grundgebirges im westlichen und südwestlichen Böhmen überzogen haben mag. Dass die späteren Bewegungen im Sinne des hercynischen Gebirgs-Systemes auch die Kreide-Ablagerungen der Regensburger Gegend betroffen haben, lehren uns die steileren Schichtenstellungen der Kreidestufen am Südrande des krystallinen Grundgebirges, an welchem in einem allerdings nur schmalen Streifen ein Fallen vom Grundgebirge ab nach Südwesten bis zu 20° beobachtet wird (z. B. bei Högling, zwischen Schwandorf und Amberg gelegen); soweit dagegen die Kreideschichten bei Regensburg noch dem oberrheinischen Gebirgs-Systeme angehören, nämlich soweit sie sich auf den Plateauflächen der fränkischen Alp ausbreiten, lagern sie fast sohlig und flach über den Jura-Tafeln und fallen mit diesen im einzelnen fast unmerklich, im ganzen aber deutlich nachweisbar nach Südosten ein bis zu den äussersten Rändern des Gebirgssystemes.

Die weiten übrigen Flächen des oberrheinischen Systemes wurden niemals von dem Kreidemeere überflutet. Die Jura-Schichten, welche den Kontinent dieses grossen Gebietes bedeckten, unterlagen demnach während der ganzen Kreide- und auch während der eocänen Zeit den zerstörenden und abtragenden Kräften der Erosion und Denudation.

---

6) Das tertiäre System [1]).

(Vergleiche die Uebersicht auf Tafel X.)

Während der ersten Zeiten der tertiären Epoche blieben die Lagerungsverhältnisse der älteren Schichtensysteme im oberrheinischen Gebirgssysteme im wesentlichen die gleichen wie in der unmittelbar vorangehenden Kreidezeit: wir haben uns im südwestlichen und südlichen Deutschland zu diesen Zeiten einen flachen Kontinent zu denken, ohne bedeutende Gebirgserhebungen, dessen horizontal sich ausbreitende Juraschichten allmählich denudiert wurden: im westlichen Deutschland ragte bereits das niederrheinische Schiefergebirge empor, und von diesem devonischen Gebirge, dessen Berge damals höher als jetzt waren, flossen die Gewässer nach Süden und Osten ab. Zugleich dürfen wir annehmen, dass die Jura-Decke rings um das niederrheinische Schiefergebirge in einem höheren Niveau lag, als in den weiter südlich und südöstlich gelegenen Gebieten, welche jetzt vom Elsass, von Baden, Schwaben und Franken eingenommen werden: denn rings um das Schiefergebirge wurde die Jura-Decke während der Kreide- und der eocänen Zeit von der Erosion und Denudation gründlicher zerstört und schneller entfernt als in den genannten südlicheren Gebieten; wir werden sehen, dass die ältesten tertiären Ablagerungen am Mittelrheine auf paläozoischen und azoischen Gesteinen aufliegen, in der Vorderpfalz, an der Bergstrasse und in Oberhessen auf triasischen Stufen: im Elsass und in Baden auf Braunem Jura, im Schweizer, schwäbischen und fränkischen Jura-Gebirge aber auf weissen Jura-Schichten. Wir werden diese Thatsache, dass die Tertiärschichten im oberrheinischen Gebirgssysteme je weiter nach Süden und Südosten auf um so jüngeren Gesteinen auflagern, wiederholt an den einzelnen Punkten hervorheben.

Im Gebiete des oberrheinischen Gebirgssystems finden wir die tertiären Stufen in seltener Vollständigkeit, von den allerdings am schwächsten entwickelten und am wenigsten verbreiteten eocänen Ablagerungen an, durch die reichhaltigen oligocänen und miocänen Schichten im Mainzer Becken, im Sundgau und in Schwaben, bis zu den pliocänen Sanden und Thonen, welche einen grossen Teil der oberrheinischen Tiefebene unter der Diluvialdecke ausfüllen.

Der Einbruch der oberrheinischen Tiefebene und die Erhebung ihrer Randgebirge begann erst zur mitteloligocänen Zeit; vorher ist keine Spur von diesen eigenartigen Bewegungen nachzuweisen. Der Rheinstrom selbst entstand viel später, wahrscheinlich erst während der pliocänen oder im Anfang der diluvialen Zeit.

Ein grosser Teil dieser Tertiärschichten im oberrheinischen Gebirgssysteme wurde auf dem Kontinent vom süssen Wasser, von Bächen,

---

[1]) Das tertiäre System wird eingeteilt in vier Stufen:

I. Eocän (vom griechischen ἠώς, die Morgenröte, und καινός, neu).
II. Oligocän (ὀλίγος, wenig).
III. Miocän (μείων, weniger).
IV. Pliocän (πλείων, mehr).

Die beiden ersten Stufen stehen als das ältere Tertiär (Paläogen) den beiden letzten Stufen, dem jüngeren Tertiär (Neogen) gegenüber.

Flüssen und in Landseen abgelagert; auch die brackischen und marinen Schichten entstanden hier meist an naher Küste, in Lagunen, in Buchten und Armen des Meeres. Daher finden wir Süsswassermollusken und Reste von Landsäugetieren in fast allen diesen Ablagerungen; auch eingeschwemmte Pflanzenteile, dann Braunkohlenlager. Süsswasserfische und Reste von Reptilien (Krokodile, Schildkröten) begegnen uns häufig. Während nun die marinen Mollusken im ganzen eine viel grössere Verbreitung besitzen, weil dieselben naturgemäss in den grossen oceanischen Flächen sich weiter fortbewegen oder von den Meeresströmungen weiter fortbewegt werden können, zeigen die Süsswassermollusken eine entsprechend ihrem Element geringere Verbreitung; auch entwickeln sich die marinen Mollusken aus denselben Gründen zu einer viel reicheren und mannigfaltigeren Formenwelt, als die Süsswassermollusken.

Es kommt hinzu, dass zur Tertiärzeit die klimatischen Zonen bereits in vollem Maasse ausgebildet waren, und demnach Tiere und Pflanzen, den Wärmezonen angepasst, eine an sich beschränktere Verbreitung nahmen, als in den älteren Zeiten.

Die Landsäugetiere aber vergehen zum grössten Teile auf der Erde ohne eine Spur zu hinterlassen; nur diejenigen Teile derselben, welche zufällig unter Wasser gelangen, bleiben uns erhalten.

Aus allen diesen Ursachen ist es dem Geologen oft eine schwierige Aufgabe, tertiäre Ablagerungen sowohl ihrem Alter nach zu bestimmen, als sie mit Schichten anderer Gegenden zu vergleichen und zu identifizieren; auch bei uns in Deutschland und den angrenzenden Gebieten giebt es daher in diesen Beziehungen immer noch eine ganze Menge von Fragen, welche genauer festzustellen wären.

Ganz besondere Schwierigkeit macht es, die gelegentlich gefundenen Reste von Landsäugetieren aus unsern tertiären Ablagerungen ihrem Alter nach oder bei einer mangelhaften Erhaltung auch ihrer Art nach richtig zu bestimmen; wir müssen hier die vollständigeren Stammreihen der Landsäugetiere zu Hilfe nehmen, wie sie besonders aus den französischen Tertiärablagerungen vorliegen. Da wir aus den tertiären Schichten des oberrheinischen Gebirgssystemes verhältnismässig viele Reste von Säugetieren zu erwähnen haben, ohne dass bisher zusammenhängende Stammreihen bekannt wurden, wollen wir hier eine kurze allgemeine Uebersicht der tertiären Säugetierfaunen geben, an deren Hand wir uns einigermassen orientieren können über das mutmassliche Alter der Säugetierreste, wie sie aus unserm Gebiete von J. Kaup, Hermann von Meyer, Oscar Fraas und von anderen Forschern in grosser Anzahl beschrieben worden sind.

Uebersicht der tertiären Säugetierfaunen [1].

I. Fauna im unteren Teil des Untereocän (= étage flandrien, Charles Mayer). Alteocäne Sande von La Fère (Aisne), Cernay und Rilly bei Reims (Marne). (Reptilien von Cernay.)

[1] Im wesentlichen zusammengestellt nach: Albert Gaudry, Les enchainements du monde animal dans les temps géologiques. I. Mammifères tertiaires. Paris 1878.

Arctocyon, ältester creodonter Carnivore.
Plesiadapis, den Halbaffen, Lemuriden, verwandt.
Neoplagiaulax, zu den Beuteltieren, Marsupialia, gehörig.

II. Fauna im mittleren Teil des Untereocän (= étage soissonien, Ch. M.).

Plastische Thone und Lignite im Pariser Becken (Soissons an der Aisne).

— Vergl. auch: H. Filhol, Recherches sur les phosphorites du Quercy, étude des fossiles qu'on y rencontre et spécialement des mammifères, in Annales des sciences géologiques, vol. VII und VIII. Paris 1876—1877. — R. Lydekker, Catalogue of the fossil Mammalia in the British Museum, Parts I—V. London 1885—1887. — Otto Roger, Verzeichnis der bisher bekannten fossilen Säugetiere, 2. Aufl. München 1887.

Man unterscheidet die folgenden Abteilungen der Säugetiere oder Mammalia:

1) Monotremata, Kloakentiere.
2) Marsupialia, Beuteltiere.
3) Edentata, zahnarme Tiere.
4) Cetacea, Walfische.
5) Ungulata, Huftiere.
   a. Perissodactyla, Unpaarzehige Huftiere:
      Tapiridae.
      Rhinocerotidae.
      Equidae, Pferde.
   b. Sirenia, Seekühe.
   c. Proboscidea, Rüsseltiere:
      Mastodon, Dinotherium, Elephas.
   d. Amblypoda (Coryphodon, Dinoceras).
   e. Artiodactyla, Paarzehige Huftiere:
      Anoplotheridae.
      Suidae, Schweine.
      Hippopotamidae, Flusspferde.
      Ruminantia, Wiederkäuer.
      Tragulidae, Moschustiere.
      Camelidae, Kamele.
      Cervidae, Hirsche.
      Cavicornia, Horntiere, und zwar die
        Antilopen, Gazellen, Gemsen,
        Schafe, Ziegen, Rinder.
6) Rodentia, Nagetiere:
      Hasen, Hyrax (Klippschiefer), Stachelschweine, Springmäuse,
      Wühlmäuse, Mäuse, Biber, Schläfer, Eichhörnchen, Murmeltiere.
7) Insectivora, Insektenfresser.
      Igel, Spitzmäuse, Maulwürfe.
8) Pinnipedia, Flossenfüssler:
      Seehunde, Robben, Walross.
9) Carnivora, Raubtiere:
   a. Creodonte Carnivoren.
   b. Echte Raubtiere, und zwar:
      Canidae, hundeartige Raubtiere.
      Ursidae, bärenartige Raubtiere.
      Mustelidae, marderartige Raubtiere.
      Viverridae, Zibetkatzen.
      Hyaenidae, hyänenartige Raubtiere.
      Felidae, katzenartige Raubtiere.
10) Chiroptera, Fledermäuse.
11) Prosimiae, Halbaffen: Lemuridae.
12) Simiae, Affen.

Coryphodon, ein amblypoder Ungulat, nur im Eocän bekannt.
Palaeonictis, ein creodonter Carnivore.

III. Fauna im oberen Teil des Untereocän (= étage londonien. Ch. M.). Plastische Thone im Londoner Becken. Sande von Cuyse-la-Motte im Pariser Becken.
Hyracotherium (= Pliolophus), ältester Typus der perissodactylen Ungulaten.

IV. Fauna des Mitteleocän (= étage parisien Ch. M.). Grobkalk von Paris.
Lophiodon, der älteste Tapiride.
Pachynolophus (= Propalaeotherium), der älteste Equide.
Proviverra, Pterodon } creodonte Carnivoren.
Caenopithecus, der älteste Halbaffe, Vorgänger der Lemuriden.

V. Fauna des Obereocän (= étage bartonien. Ch. M.). Sande von Beauchamp im Pariser Becken. Schichten von Hordwell in Hampshire. Hierher gehört die älteste Säugetierfauna der Bohnerze auf der fränkischen und schwäbischen Alp und im Schweizer Jura (Egerkingen, Mormont); ebenso die Fauna der Süsswasserschichten von Buchsweiler im Elsass.
Neben Lophiodon bereits Palaeotherium, ein tapirähnlicher Equide.
Dichobune, der älteste artiodactyle Ungulate in Europa; Stammform der Wiederkäuer.
Rhagatherium, zu den Anthracotheriden gehörig.
Hyopotamus, mit Anthracotherium verwandt, Vorgänger der Suiden.
Diplopus, mit Hyopotamus nahe verwandt.
Theridomys, Sciuroides, Pseudosciurus } Nagetiere. Rodentia.
Cynodon, der älteste Canide; Carnivore.
Pseudorhinolophus, die älteste Fledermaus; Chiroptere.

VI. Fauna des Unteroligocän (= étage ligurien Ch. M.). Gips des Montmartre in Paris. Braunkohlen von Débruge (Vaucluse). Phosphorite von Quercy zum Teil. Schichten von Bembridge (Insel Wight). Hierher gehört ein Teil der Säugetierreste aus den Bohnerzen der schwäbischen Alp (Frohnstetten).
Palaeotherium herrscht in grossen Scharen (Lophiodon ist verschwunden).
Anoplotherium, ein artiodactyler Ungulate.
Xiphodon, Artiodactyle, sich dem jüngeren Typus der Wiederkäuer nähernd.
Choeropotamus, Artiodactyle, dem Anthracotherium nahe verwandt.
Cebochoerus, dem Anthracotherium verwandt, eine Stammform der Suiden.

Caenotherium, kleiner Artiodactyle, mit der älteren Gattung Dichobune nahe verwandt.
Tapirulus, naher Vorgänger des Tapir.
Anchilophus, ein Equide, Vorgänger von Anchitherium.
Hyaenodon, ein creodonter Carnivore; diese Carnivoren der älteren Tertiärzeit besitzen noch zum Teil Charaktere des Beuteltiertypus.
Plesiarctomys, Trechomys } Rodentia, Nagetiere.
Adapis, älterer Typus von Halbaffen, Prosimiae, Vorgänger der Lemuriden.

VII. Fauna des Mitteloligocän (= étage tongrien, Ch. M.). Kalk der Landschaft Brie (östlich von Paris); Sande von Fontainebleau und von Ferté-Alais (Seine-et-Oise); Schichten von Ronzon (Vorstadt von Puy-en-Velay, Haute-Loire) und von Villebramar (Lot-et-Garonne). Schichten von Hempstead (Insel Wight). Schichten von Lausanne, Schweiz. Schichten von Cadibona (Ligurien).

Phosphorite von Quercy (in den Dép. Lot und Aveyron) zum Teil; diese berühmte und reiche Säugetierfauna reicht vom Obereocän bis in das Untermiocän; der Hauptteil derselben gehört der unter- und mitteloligocänen Zeit an. Alzeyer Meeressande im Mainzer Becken.

Das Reich der Anthracotherien (artiodactyle Ungulaten) und des Hyopotamus (mit Anthracotherium nahe verwandt).
(Palaeotherium und Anoplotherium sind verschwunden.)
Chalicotherium, Ungulate.
Cadurcotherium, Rhinoceride, dem Aceratherium nahe stehend.
Hyrachius, Tapiride.
Tragulohyus, Lophiomeryx, Gelocus } Traguliden, den Zwergmoschustieren verwandt; die ältesten echten Wiederkäuer.
Palaeomeryx, zu den Cervuliden, Muntjac gehörig; der älteste Hirschtypus.
Thereutherium, creodonter Carnivore.
Plesictis, Plesiogale } Musteliden; zu den creodonten Carnivoren gehörig.
Aelurogale, echter Carnivore; ältester Felide.
Necrolemur, zu den Lemuriden gehörig; Halbaffen, Prosimiae.
Halitherium Schinzi im Mainzer Becken; Sirene, mariner Ungulate.

VIII. Fauna des Oberoligocän (= étage aquitanien, Ch. M.). Schichten von St. Gérand-le-Puy (Allier). Süsswasserkalk der Landschaft Beauce (zwischen Paris und Orléans). Marine Sande bei Mastricht, Düsseldorf, Cassel etc. Cyrenen-Mergel im Mainzer Becken.

Diese Schichten sind in Europa arm an Säugetieren wegen der weiten Ausbreitung des Meeres; häufige Braunkohlenbildung.

Anthracotherium und Hyopotamus hier noch ebenso verbreitet wie im Mitteloligocän.
Protapirus, nächster Vorgänger des Tapir.

Hyotherium, nächster Vorgänger der Schweine, Suidae.
Potamotherium, Mustelide, echter Carnivore und Vorgänger der Fischotter (Lutra).
Mysarachne, zu den Spitzmäusen (Sorex) gehörig.
Plesiosorex, Vorgänger der Igel (Erinaceus).
Palaeonycteris, Vorgänger von Rhinolophus (zu den Fledermäusen gehörig).

IX. Fauna des Untermiocän (= étage langhien, Ch. M.). Kalk von Montabuzard (bei Orléans); Sande im Orléannais. Lignite vom Monte Bamboli in Toscana. Cerithienkalk (und Landschneckenkalk) im Mainzer Becken. Braunkohlenbildung am Niederrhein.
Die Grenze zwischen der oligocänen und miocänen Stufe, also zwischen dem älteren und jüngeren Tertiär ist in ganz Europa eine ungemein scharfe, sowohl in Bezug auf die marinen Molluskenfaunen, als in Bezug auf die Landsäugetiere: die Paläotherien, Anoplotherien, Anthracotherien, Hyopotamiden sind im Untermiocän gänzlich verschwunden; auf grossen Weideflächen erscheinen Herden echter Pferde, echter Wiederkäuer und der grössten Landsäugetiere, der Proboscidea: die echten Affen erscheinen; die letzte Spur der Beuteltiere ist in Europa verschwunden, ebenso die creodonten Carnivoren, an deren Stelle die echten Carnivoren in grosser Anzahl auftreten.
Anchitherium, echter Equide.
Rhinoceros, Aceratherium.
Listriodon, tapirähnliche Suidengattung.
Tapirus. Hyotherium.
Palaeomeryx, Cervulide ohne Geweih, dem Muntjac ähnlich.
Mastodon. Dinotherium.
Macrotherium.
Amphicyon, ein Canide, dem Bären ähnlich.
Lutra, echte Fischotter, Mustelide.
Oreopithecus, Pliopithecus } echte Affen, Simiae.

X. Fauna des Obermiocän (= étage helvétien Ch. M.). Fauna des Mastodon angustidens. Schichten von Sansan und Simorre (Gers), von St. Gaudens (Haute-Garonne), von Grive St. Alban (Isère); von Chaux-de-Fonds im Schweizer Jura. Schichten von Oeningen bei Constanz, von Steinheim auf der schwäbischen Alp, von Georgensgmünd an der Rezat in Mittelfranken. Braunkohlen von Eibiswald in Steiermark. Die Wiederkäuer haben sich noch stärker entwickelt als im Untermiocän.
Anchitherium noch vorhanden (A. aurelianense Blainv.).
Antilope; gemsenartige Antilopen.
Cervus, echte Hirsche. Daneben noch:
Palaeomeryx, die muntjacartige Cervulidengattung.
Mastodon angustidens Cuv.
Myolagus, Lagomys, Pfeifhasen.
Steneofiber, der älteste Biber in Europa.

Hyaenarctos, Nachfolger von Amphicyon, Vorgänger von Ursus.
Machairodus, gewaltiges Raubtier, tigerartig.
Dryopithecus, echter Affe, langarmig, ähnlich den Gibbons.

XI. Fauna des Unterpliocän (= étage messinien, Ch. M.). Fauna des Mastodon longirostris. Schichten des Mont Léberon (Vaucluse); von Concud in Spanien. Sande von Eppelsheim im Mainzer Becken. Belvedereschotter bei Wien. Schichten von Pikermi bei Athen; von Samos; von Troja; von Marágha in Persien; zum Teil von den Sivalikhügeln in Indien. Die unterpliocäne Säugetierfauna ist in Europa und Asien sehr reich an Gattungen und Arten:

Hippotherium, Nachfolger des Anchitherium.
Palaeoryx, Palaeoreas } Antilopen.
Dorcatherium, Tragulide, Zwergmoschustier.
Cervus, echte Hirsche.
Sus. Tapirus. Camelopardalis. Helladotherium. Sivatherium.
Rhinoceros, Aceratherium.
Mastodon longirostris Kaup.
Dinotherium giganteum Kaup.
Chalicotherium, Ancylotherium, Macrotherium.
Machairodus, echter Carnivore.
Ictitherium, zu den Viverriden, den Zibetkatzen gehörig. Vorgänger der Hyänen.
Hystrix, Stachelschwein; Chalicomys, Biber } Rodentia, Nagetiere.
Mesopithecus, ein Schlankaffe; Dryopithecus, ein Gibbon } echte Affen, Simiae.

XII. Fauna des Oberpliocän (= étage astien Ch. M.). Schichten von Montpellier; vom Mont Perrier bei Issoire in der Auvergne; aus dem oberen Arnothale in Toscana. Cragbildungen in England (Norwich). Schichten von Rippersroda bei Plaue am Thüringer Walde und in der Umgegend von Fulda in Kurhessen. Fauna des Mastodon arvernensis. Verschwunden sind: Dinotherium, Aceratherium, Ancylotherium und Hippotherium.

Mastodon arvernensis Croiz. et Job.
— Borsoni Hays.
Elephas meridionalis Nest.
Hippopotamus major Falc.
Rhinoceros. Tapirus. Equus.
Die ersten echten Rinder, Bovinae.
Die Antilopen werden in Europa selten, die Hirsche vermehren sich.
Ursus. Canis. Felis.
Semnopithecus, Schlankaffe, eine noch jetzt in Indien lebende Gattung.

Aus dieser oberpliocänen Fauna gehen wichtige Arten, wie Elephas meridionalis, Hippopotamus major und andere, in das ältere Diluvium über, während die Mastodonten mit dem Ende der pliocänen Stufe verschwinden.

a. Bohnerzlager auf der schwäbischen Alp, im Schweizer Jura und am Oberrhein.

Seit Anfang dieses Jahrhunderts [1]) von den Geologen beachtet, durch ihre Fauna berühmt und gelegentlich bergmännisch abgebaut, sind die Bohnerzlagerstätten auf der fränkischen und schwäbischen Alp und im Schweizer Jura-Gebirge. In die Spalten, Klüfte, Schlote, in trichterförmige Höhlungen und in flachere Mulden der damals wie heute freiliegenden Oberfläche der Jurakalksteine wurde die Verwitterungserde der letzteren vom Wasser eingeschwemmt; es war dies vorwiegend ein roter oder rotbrauner Lehm, wie er noch jetzt auf den kahlen Kalksteingebirgen der Mittelmeerländer, im Orient, in Griechenland etc., entsteht („Terra rossa"). Dieser Lehm oder Thon ist meist kalkfrei, ist fett anzufühlen, ist oft bunt gefleckt, rot und gelb gebändert, auch braun oder schwarz gefärbt; er enthält untergeordnete Lager und Striche von reinen feinen Quarzsanden in gleichen Färbungen. Da auch der Lehm vorherrschend aus sehr kleinen Quarzkörnchen besteht, daneben etwas Thonerde in Kaolinteilchen enthält, so könnte eine solche kieselsäurereiche Bodenart, wie es die Bohnerzthone sind, als Verwitterungsprodukt der Kalksteine des oberen Weissen Jura auffallend erscheinen, wenn wir nicht wüssten, dass diese Kalksteine niemals aus ganz reinem kohlensaurem Kalke bestehen, sondern stets einige Prozente Verunreinigungen an Kieselsäure, Thonerde und anderen Stoffen enthalten [2]).

In diesen eisenrotgefärbten „Bohnerzthonen", und zwar besonders in den tieferen Partieen der Thon- oder Lehmlager angehäuft,

---

[1]) Die Bohnerzlager der schwäbischen Alp (vom Herdtfeld bei Michelfeld, vom Heuberge, von Neuhausen ob Eck u. a. O.) werden erwähnt von: C. v. Oeynhausen, H. v. Dechen und H. v. La Roche in ihren berühmten Geognostischen Umrissen der Rheinländer, II. Teil, S. 278. Essen 1825. Jedoch wurden die interessanten Säugetierreste dieser Bohnerze erst anfangs der dreissiger Jahre entdeckt oder beschrieben.

[2]) Zu den reinsten Kalksteinen werden die lithographischen Kalkschiefer von Solnhofen gerechnet; dieselben enthalten nach einer Analyse von S. Pfaff (Ueber die unlöslichen Bestandteile der Kalke und Dolomite, Diss., Halle 1878, S. 8), an unlöslichen Bestandteilen: 2,25 %, und zwar hierin:

Kieselsäure	62,21 %
Thonerde	20,69 „
Eisenoxyd (resp. -oxydul)	11,16 „
Magnesia	2,15 „
Alkalien	3,79 „
	100,00 %

Die Dolomite des oberen Weissen Jura in der sogen. fränkischen Schweiz, das ist das Wiesentgebiet im nördlichen Teil der fränkischen Alp, enthalten nach A. Halenke (Beiträge zur Chemie der Dolomite, Diss., Erlangen 1872) im Mittel von 21 Analysen an unlöslichen Bestandteilen: 1,06 %; dieselben Dolomite nach Fr. Pfaff (Poggendorffs Annalen Bd. 87, S. 600, 1852) im Mittel aus 6 Analysen an unlöslichen Bestandteilen: 1,33 %. Die Kalksteine des oberen Weissen Jura aus derselben Gegend enthalten an unlöslichen Bestandteilen: 2,61 % im Mittel aus 4 Analysen nach A. Halenke, und 4,86 % im Mittel aus 5 Analysen nach Fr. Pfaff.

Mechanische Beimengungen von Quarzkörnchen, Quarzkrystallen, von Kaolin, von Eisenkies, von kohligen Substanzen lassen sich selbst in den scheinbar reinsten Marmoren nachweisen; vgl. R. Lepsius, Griechische Marmorstudien, Abhandl. der Akad. Wissensch. zu Berlin, 1890.

liegen nun die **Bohnerze**: das sind einzelne konzentrisch-schalig struierte Brauneisenkörner von der Grösse einer Erbse, oder kleiner und grösser, zuweilen anwachsend zu Kugeln und Knollen von 10 cm Durchmesser. Oft befindet sich im Centrum des Bohnerzes ein Quarzkörnchen oder ein eisenschüssiger Thonkern, um welchen sich die Brauneisenschalen konzentrisch aus dem Wasser abgeschieden haben. Die sich meist leicht übereinander ablösenden Kugelschalen eines Bohnerzkornes zeigen in der Regel eine dichte glänzende Oberfläche. Auch grössere nierenförmig gestaltete Nester von zusammengebackenen Bohnerzkörnern und mulmig zerfallende Brauneisenlagen kommen vor.

Das Bohnerz besteht im wesentlichen aus Brauneisen, also aus Eisenoxydhydrat; jedoch ist dasselbe stets verunreinigt durch diejenigen Bestandteile, welche sich in den umhüllenden Lehmen befinden, nämlich: Kieselsäure (10—20 %) als Quarzsand oder Thon, und Thonerde (5—7 %); auch kleine und wechselnde Mengen von Kalk, Magnesia, Mangan, Kali, Phosphorsäure kommen darin vor; Spuren von Arsensäure, Vanadinsäure, Titan, Chrom, Molybdän und Kupfer sind nachgewiesen worden [1]).

---

[1]) Ueber die Entstehung der eigenartigen Bohnerze ist schon viel geschrieben worden, jedoch genügt bisher noch keine Erklärung. Sicher ist nur, dass diese Brauneisenkörner von eisenhaltigem Wasser abgesetzt wurden. Die gangbare Annahme, dass die Bohnerze durch Eisensäuerlinge oder eisenhaltige Thermalquellen abgesetzt wurden, in analoger Weise wie die Kalkerbsen im Karlsbader Sprudel, berücksichtigt zu wenig die geologische Lagerung der Bohnerze: die letzteren kommen nur auf Kalksteingebirge vor; sie liegen in einem eisenschüssigen Lehm oder Thon; sie haben eine ganz bedeutende Verbreitung auf den Jura- und Kreidekalk-Plateaus von Deutschland, der Schweiz und von Frankreich. Ebenso wie die Bohnerz**thone** als unlösliche Reste des zerstörten Kalkgebirges aufzufassen sind, vom Oberflächenwasser zusammengeschlämmt und in den Vertiefungen der Kalksteine abgesetzt wurden, so dürfte es am wahrscheinlichsten sein, dass auch das **Eisen** der Bohnerze, welche gleichzeitig mit diesen Thonen abgelagert wurden, ebenfalls aus dem zerstörten Kalkgebirge stammt, das, wie wir oben (s. Anmkg. 2 S. 554) gesehen haben, stets Eisen (in der Regel ursprünglich das Oxydul dem Kalk isomorph beigemischt) enthält.

Die Annahme von C. Deffner (Zur Erklärung der Bohnerzgebilde, in Württemb. naturwissensch. Jahresheften, 15. Jahrg., S. 258—314, Stuttgart 1859), dass die Bohnerze aus Schwefelkies entstanden seien, ist unwahrscheinlich und beruht nur auf der Beobachtung, dass im Unter-Elsass zusammen mit Bohnerz Schwefelkies vorkommt; Deffner erklärt dabei auch nicht, wie der Schwefelkies zuerst entstanden sei. Zwei chemische Analysen von Bohnerzen der schwäbischen Alp, und zwar I. von Hendorf bei Mösskirch an der Ablach (Zittel und Vogelgesang, Geolog. Beschreibung der Umgegend von Möhringen und Mösskirch, in Beiträgen zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossh. Baden, 26. Heft, S. 33, Karlsruhe 1867), und II. von Nendingen bei Tuttlingen (C. Deffner a. a. O. 1859, S. 274) und eine Analyse III. von den Bohnerzen auf dem bayerischen Jura bei Eichstädt (Erläuterungen zu Blatt Neumarkt der geognostischen Karte des Königreichs Bayern, S. 39, Cassel 1888) gaben das folgende Resultat:

	I.	II.
Eisenoxyd	65,04	62,69
Manganoxyd	—	1,25
Wasser	12,23	14,38
Kieselsäure	17,00	19,82
Thonerde	4,50	5.83
Phosphorsäure	1.08	—
	99,85	103,97

Derartige oberflächlich zusammengeschwemmte Absätze von Lehm und Eisen konnten sich zu verschiedenen Zeiten bilden, solange die Kalksteinplateaus des Jura frei als kontinentale Strecken lagen. Wir finden daher in den Bohnerzlagerstätten eingeschlämmte Reste von Tieren, deren Alter uns auf verschiedene Zeiten der ganzen Tertiärperiode verweisen: ja auch zur Diluvialzeit hörten ähnliche Lehmbildungen nicht auf zu entstehen, und wir finden daher in den Klüften und Spalten, die mit Bohnerzthonen erfüllt sind, auch zuweilen Knochenreste von Tieren aus der diluvialen Zeit [1]). Die fossile Ausbeute der Bohnerzlager muss daher stets mit Vorsicht gesondert und nach unserer sonstigen Kenntnis der Stammreihen fossiler Tiere behandelt werden.

Bohnerzlager von Heidenheim in Mittelfranken.

Zu den ältesten tertiären Säugetierresten in Deutschland gehören die Funde von Lophiodon rhinocerodes Rüt. aus einer Bohnerz-Ablagerung bei Heidenheim am Hahnenkamm in Mittelfranken: daselbst wurden in einer Kluftausfüllung des Weissen Jura auf der Plateauhöhe des fränkischen Jura Bohnerze abgebaut, in denen ziemlich vollständige Reste des Gebisses dieser alttertiären Gattung, einer Stammform der Tapiriden, entdeckt wurden [2]). Nach der Analogie der Bohnerzlager mit Lophiodonten in der Schweiz und der Schichten von Buchsweiler im Elsass dürfen wir annehmen, dass die Lophiodonten aus den Bohnerzen von Heidenheim in der obereocänen Zeit gelebt haben (vgl. oben in der Uebersicht die V. Fauna der tertiären Säugetiere).

	III.
Eisenoxyd (durchschnittlich nach mehreren Analysen)	66,44
Manganoxyd	0,50
Chromoxyd	0,04
Kieselsäure (beim Auflösen als Gallerte ausgeschieden)	10,00
Thonerde	6,40
Kalk	1,80
Magnesia	0,40
Phosphorsäure	0,10
Schwefelsäure	0,60
Wasser	13,00
Bergart	0,76
	100,00

Die ganz besonders zahlreichen und über ein grosses Gebiet ausgedehnten Bohnerzlagerstätten auf dem Jura-Plateau der oberen Donau von Engen bis Gammertingen wurden bereits seit der Mitte des 17. Jahrhunderts auf Eisen ausgebracht und seitdem ununterbrochen ausgebeutet, bis anfangs der sechziger Jahre dieses Jahrhunderts das Holzkohleneisen der Konkurrenz des Steinkohleneisens unterlag. Die Roheisenproduktion der 4 Hochöfen von Bachzimmern, Zizenhausen und Thiergarten belief sich in den Jahren 1850—1862 auf 36,400 Tonnen (à 1000 kg).

[1]) Auch Backenzähne des Menschen wollte man in den tertiären Bohnerzen der schwäbischen Alp gefunden haben: vgl. Quenstedt, Menschenzähne aus den Bohnerzen von Frohnstetten, Württemb. naturwissensch. Jahreshefte, Bd. IX, S. 67 bis 71. Stuttgart 1853.

[2]) G. A. Maak, Paläontologische Untersuchungen über noch unbekannte Lophiodon-Fossilien von Heidenheim am Hahnenkamm in Mittelfranken, nebst einer kritischen Betrachtung sämtlicher bis jetzt bekannten Species des Genus Lophiodon. 76 Seiten mit 14 Tafeln. Leipzig 1865.

Bohnerzlager von Frohnstetten auf der schwäbischen Alp.

Zu den reichsten Funden fossiler Säugetierreste aus alttertiärer Zeit gehören diejenigen aus dem „Frohnstetter Loch", einer 7 m breiten und 12 m tiefen, mit Bohnerzthonen ausgefüllten Kluft im Weissen Jura-Kalkstein nahe bei dem Dorfe Frohnstetten im hohenzollernschen Lande, 10 km nordwestlich von Sigmaringen auf dem Plateau der schwäbischen Alp gelegen; nicht zusammenhängende Skelettteile, aber eine Fülle von Knochenstücken und wohlerhaltenen Zähnen alttertiärer Säugetiere wurden aus dieser Kluftausfüllung beim Abbau der Bohnerze in den fünfziger und sechziger Jahren dieses Jahrhunderts zu Tage gefördert; jetzt ist die Grube längst verlassen und verschüttet. Von Fr. Jäger, O. Fraas [1]), Fr. Quenstedt, H. v. Meyer und anderen wurden die folgenden Arten aus diesem Bohnerzlager von Frohnstetten beschrieben:

Palaeotherium medium Cuv.
— crassum Cuv.
Paloplotherium (= Plagiolophus) Fraasi H. v. Meyr.
— (Palaeotherium) minus Cuv.
Anoplotherium commune Cuv.
Xiphodon murinum Cuv.
Dichobune leporinum Cuv.
Dichodon Frohnstettense H. v. Meyr.
Rhagatherium Frohnstettense Kow.
Theridomys siderolithicus Pict.
Hyaenodon Heberti Filh.
Pterodon dasyroides Gerv.
Zähne von Krokodilen; Knochenreste von Schildkröten (Emys?).

Unter diesen Fossilien herrschten die Zähne und Knochenreste von Palaeotherium an Menge bedeutend vor; danach, wie in Bezug auf die übrigen Gattungen, werden wir es hier mit einer Säugetierfauna der unteroligocänen Zeit (in der obigen Uebersicht die Fauna VI) zu thun haben. In der Umgegend von Frohnstetten liegt noch eine grosse Anzahl von Bohnerzlagerstätten in Klüften des Weissen Jura [2]); jedoch boten sie geringe Ausbeute an Säugetierresten. Fraas erwähnt noch Anoplotherium commune von Vehringen, 5 km nordöstlich Frohnstetten gelegen; Quenstedt von nahegelegenen Fundorten bei Vehringerdorf und Hochberg zahlreiche Kiefer von Cricetodon, einer Stammform der Mäuse (Muridae).

Nahe bei Frohnstetten, südlich des Dorfes an der badisch-hohenzollernschen Grenze, fanden sich in einem sandigen Lehm mit Geschieben auch Reste einer unterpliocänen Säugetierfauna, nämlich:

[1]) G. Fr. Jäger, Ueber die fossilen Säugetiere, welche in Württemberg aufgefunden worden sind, mit 9 Tafeln Abbildungen. Stuttgart 1835. — O. Fraas, Beiträge zu der Paläotherienformation, in Württemb. naturwissensch. Jahreshefte Bd. VIII, S. 218—251, mit 2 Tafeln Abbildungen, und Bd. IX, S. 63. Stuttgart 1852—1853.

[2]) Vergl. das Blatt Ebingen der geologischen Karte von Württemberg im Massstabe 1 : 50,000, mit Erläuterung. Stuttgart 1877.

Dinotherium giganteum Kaup, Backenzähne mit schönem weissen Schmelz.
Rhinoceros incisivus Kaup.
Amphicyon major Blainv.

Bohnerzlager von Heudorf bei Mösskirch.

Von den zahlreichen Bohnerzlagerstätten auf den jurassischen Plateauflächen südlich der Donau hat besonders dasjenige an der sogen. römischen Altstadt, einem Hügel südlich vom Dorfe Heudorf, an der Strasse von Mösskirch an der Ablach nach Neuhausen ob Eck einen grossen Reichtum an Säugetierresten einst geliefert. Auf dem Plattenkalk des jüngsten Weissen Jura (ζ Quenst.) wurde hier von Walchner[1], als die Gruben anfangs der fünfziger Jahre noch offen waren, das folgende Profil beobachtet; von oben nach unten:

1) Ackererde, mit Gehölz überwachsen.
2) Sand, einige Zoll mächtige oberste Sandlage.
3) Bohnerze, einige Zoll stark und untermengt mit Sand, Rollsteinen und Haifischzähnen.
4) Sand, 2 Zoll mächtig.
5) Haupterzlage, 3,5 Fuss mächtig, untermengt mit Rollsteinen, Schnecken, Muscheln, Haifischzähnen, Tierknochen und jurassischen Versteinerungen.
6) Sandschiefer, 4 Zoll mächtig, mit etwas Erz und einzelnen Kalksteinen.
7) Sand, 2 Fuss mächtige Lage, aus welcher Quellen aufsteigen.
8) Sandschiefer, ziemlich fest, 4 Zoll mächtig.
9) Sand, einige Zolle.
10) Kalkstein-Konglomerat, mit eingesprengtem Erz.
11) Gerölle von Faust- und Kopfgrösse und darüber, die vorwaltend aus dem Weissen oberen Jura bestehen, mit Sand, Feuerstein und Hornstein untermengt, 5 Fuss mächtig.

Liegendes: Oberster Weisser Jura-Kalkstein.

Diese Bohnerzbildung bei Heudorf gehört demnach nicht zu den Spalten- und Kluftausfüllungen, sondern ist eine Ablagerung in stehendem Wasser; die folgenden Säugetierreste von Heudorf liegen in der wertvollen Sammlung des Fürsten von Fürstenberg zu Donaueschingen[2]:

Rhinoceros (Aceratherium) incisivus Kaup, Backzähne und Knochenfragmente in grosser Menge.
— minutus Cuv., Backzähne und Unterkieferfragmente.
— Goldfussi Kaup, Backzähne und Fussgelenkfragmente.

[1]) Fr. Walchner, Handbuch der Geognosie, 2. Aufl., S. 843. Karlsruhe 1851. — Vgl. auch Fr. Sandberger, Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 554 und 555. Wiesbaden 1870—1875.

[2]) Vgl. Zittel und Vogelgesang, Geologische Beschreibung der Umgebungen von Möhringen und Mösskirch; 26. Heft der Beiträge zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossh. Baden, S. 33. 34. Karlsruhe 1867.

Mastodon angustidens Cuv., Backzähne und Mittelfussknochen.
Dinotherium giganteum Kaup, Backzähne und Knochenfragmente.
Tapirus helveticus H. v. Meyr., Backzähne.
Palaeotherium medium Cuv., Zähne.
— crassum Cuv., Backzähne.
Hyotherium medium H. v. Meyr., Backzähne.
Anchitherium aurelianense Blainv., Backzähne.
Palaeomeryx furcatus Hens., Backzähne, sehr häufig.
— lunatus H. v. Meyr., Backzähne, sehr häufig, und Unterkieferfragmente.
Dorcatherium Naui Kaup (= Hyaemoschus crassus Lart.), Backzahn, Unterkieferstück, selten.
Steneofiber (Chalicomys) Jaegeri Kaup, Schneidezahn eines Bibers.
Amphicyon major Blainv. (= Harpagodon maximus H. v. Meyr.), Back- und Eckzähne.
Macrochelys mira H. v. Meyr., Panzerfragmente einer grossen Landschildkröte.

Ausserdem lieferte diese Ablagerung eine Anzahl von Versteinerungen, die aus dem umliegenden Weissen Jura stammen und sekundär eingeschwemmt wurden; unter diesen erwähnen wir die Zähne von Dakosaurus maximus Quenst. (= Plerodon crocodiloides H. v. Meyr.), eines marinen Krokodiliden, der sich in dem obersten Weissen Jura der schwäbischen und fränkischen Alp findet.

Eingeschwemmt in diese Heudorfer Ablagerung sind ebenfalls die Paläotherienreste, welche von zerstörten älteren (unteroligocänen) Bohnerzbildungen herrühren; auch die übrige Fauna dürfte nicht ein und derselben Zeit angehören, vielmehr während der ganzen miocänen, vielleicht auch noch in der unterpliocänen Zeit sich angesammelt haben.

Aus dem Sandschiefer und den Sanden des Walchnerschen Profiles Nr. 6—8 stammen Unionen und Paludinen, die ebenfalls in der Fürstenbergschen Sammlung zu Donaueschingen liegen; Fr. Sandberger erkannte in diesen, ohne Zweifel primär abgelagerten Süsswassermuscheln und Schnecken die leitenden Fossilien der oberen Süsswassermolasse von Ober- und Unter-Kirchberg im Illerthale südlich Ulm (vergl. unten S. 580), nämlich Unio Eseri Kr., Unio Kirchbergensis Kr. und Paludina (Vivipara, Melantho) varicosa Bronn; auch Cardium sociale Kr. und Dreissena clavaeformis Kr., ebenfalls zwei Kirchberger und zwar Brackwassermuscheln, sind in den Sandschiefern von Heudorf vorgekommen. Danach dürfte es feststehen, dass ein Teil der Heudorfer Ablagerung zur mittelmiocänen Zeit sich gebildet hat.

Bohnerzlager von Egerkingen.

Spalten im Weissen Jura zwischen Egerkingen und Ober-Buchsiten im Kanton Solothurn sind angefüllt mit Lehm und Bohnerzen; von den zahlreichen Bohnerzlagern im Schweizer Jura haben diese Spaltenausfüllungen der Steinbrüche bei Egerkingen die reichste und interessanteste Sängetierfauna ergeben, deren Sammlung wesentlich dem

Pfarrer Cartier in Ober-Buchsiten, deren Bearbeitung dem besten Kenner fossiler Säugetiere, dem Professor L. Rütimeyer in Basel, zu verdanken ist [1]). Wir führen hier aus der reichen Fauna von Egerkingen die folgenden Arten an:

Arten	Gruppe
Caenopithecus lemuroides Rüt. Adapis Duvernoyi Gerv. Necrolemur antiquus Filh.	Lemuride Affen.
Proviverra typica Rüt. Pterodon dasyroides Gerv. Cynodon helveticus Pict.	Creodonte Carnivoren.
Sciuroides siderolithicus F. Major, Nagetier.	
Dichodon cuspidatus Cuv. Xiphodon gracile Cuv. Dichobune leporinum Cuv. Hyopotamus crispus Gerv. Rhagatherium valdense Pict. Cebochoerus minor Gerv.	Artiodactyle Ungulaten.
Lophiodon rhinocerodes Rüt. — tapiroides Cuv. Lophiotherium cervulum Gerv. Pachynolophus (Hyracotherium) siderolithicum Pict. Propalaeotherium isselanum Gerv. Palaeotherium magnum Cuv. — crassum Cuv. Paloplotherium minus Cuv. Anchilophus Desmaresti Gerv.	Perissodactyle Ungulaten.
Calamodon europaeus Rüt., ein Täniodont, bisher nur aus Nordamerika bekannt.	

Diese Fauna von Egerkingen enthält Säugetierreste, welche in eocänen Ablagerungen anderer Bohnerzlager des Schweizer Jura (Mormont bei La Sarraz, Canton de Vaud) und in solchen von Frankreich (Le Quercy, Landschaft in der Guyenne, Dép. Lot und Aveyron) und England vorkommen; jedoch liegen in derselben Tiere der ältesten bis zur jüngsten Eocänzeit vereinigt.

Bohnerzlager am Oberrhein.

Auf den Flächen des Jura-Kalkes am Westrande des südlichen Schwarzwaldes zwischen Freiburg und Basel kommen Ablagerungen von

[1]) L. Rütimeyer, Eocäne Säugetiere aus dem Gebiet des schweizerischen Jura: Denkschriften der Schweizer Naturforsch. Gesellsch., Zürich 1862, mit 5 Tafeln. — Derselbe, Uebersicht der eocänen Fauna von Egerkingen, in Verhandl. Naturwissensch. Gesellsch. in Basel, Bd. IX, Heft 2. Basel 1890. — Die Cartiersche Sammlung befindet sich jetzt im Museum zu Basel. — Aus den Ergebnissen von Rütimeyers Studien wollen wir hier noch besonders hervorheben, dass die Faunen von Egerkingen und Mormont wichtige Beziehungen zu den eocänen Säugetier-Faunen von Wyoming und Neu-Mexiko in Nordamerika aufweisen.

roten Bohnerzlehmen vor: so auf den Makrocephalenkalken bei Uffhausen und Ehrenstetten südwestlich von Freiburg; in grösserer Ausdehnung in der Umgegend von Kandern, Auggen und Schliengen, wo die bis 30 m mächtigen Bohnerz- und Jaspis-führenden Lehme auf den Oxfordkalken liegen und in früheren Jahren auf thonigen Brauneisenstein abgebaut wurden. Versteinerungen wurden in diesen Bohnerzen nicht aufgefunden: da sie häufig von den mitteloligocänen Meereskonglomeraten überlagert werden, so gehören sie jedenfalls der älteren Tertiärzeit an [1]).

In gleicher Weise finden wir Bohnerzlager auf der linken Rheinseite auf den Jura-Kalken des Ober- und Unter-Elsass; besonders im Kanton Pfirt und in der Umgegend von Belfort, so bei Roppe, Pérouse, Chèvremont, Châtenois und anderen Orten wurden bis 1854 noch Bohnerze abgebaut [2]); auch hier wurden keine Fossilien in den Bohnerzlehmen angetroffen; da jedoch auch im Elsass die Bohnerzlager zuweilen von mitteloligocänen Schichten bedeckt werden, darf man diesen Lagern ebenfalls ein alttertiäres (eocänes) Alter zuweisen.

Etwas anderer Entstehung scheinen die elsässischen „Blättelerze“ zu sein, Brauneisenkörner mit Sphärosiderit in rotbraunem Diluviallehm eingebettet; sie kommen im Ober-Elsass bei Orschweier, Wintzfelden und Bergheim, häufiger noch im Unter-Elsass bei Zinsweiler, Offweiler, Urweiler und Gumbrechtshofen bis zu 4 m mächtig in der Regel auf Liaskalken, seltener auf Muschelkalk vor.

Im Mainzer Becken breiten sich Bohnerzlager über grosse Flächen der miocänen Corbiculakalke aus und wurden in früheren Jahren in bedeutendem Maasse verwertet; die meisten Bohnerzmassen sind hier durch Umsatz der Corbiculakalke mittelst des fliessenden Wassers hervorgegangen und wohl zur pliocänen Zeit entstanden. Ausserdem aber liegen die Bohnerzkörner oft in grosser Menge auf sekundärer Lagerstätte in den diluvialen Sand- und Geröllbetten unter dem Löss.

Die bedeutendste Bohnerzablagerung ist diejenige auf dem Wiesberge bei Gaubickelheim: hier bedecken Bohnerzkörner jeder Grösse bis zu kopfgrossen Knollen in einer Mächtigkeit von 1—2 m den grössten Teil der Hochfläche dieses Berges; auch hier wie in ganz Rheinhessen sind die alten Gruben längst aufgelassen. Versteinerungen wurden im Bohnerze selbst, abgesehen von Fossilien auf sekundärer Lagerstätte, niemals gefunden; jedoch zeigt uns die angegebene Lagerung deutlich an, dass die Bohnerzlager später als die miocänen Kalke und früher als die diluvialen Schichten im Mainzer Becken entstanden sein müssen.

---

[1]) Hug, Kurze Beschreibung der geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Kandern, in Leonhards Beiträge zur mineralog. und geognost. Kenntnis des Grossh. Baden, 1. Heft, Stuttgart 1853. — Siehe auch: G. Steinmann und Fr. Graeff, Geologischer Führer der Umgebung von Freiburg. S. 69. Freiburg 1890.

[2]) J. Delbos und J. Koechlin-Schlumberger, Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin, II. Bd., S. 3—14. Mülhausen 1867.

b. Die tertiären Ablagerungen in Schwaben.
(Vergleiche die Uebersichtstafel X.)

Die mächtigen Tertiärschichten, welche die weiten Gebiete zwischen den Alpen und den süddeutschen Gebirgen von Ober-Oesterreich an durch die ganze oberbayerische Hochebene, über den Bodensee, durch die tieferen Teile der Schweiz bis zum Genfer See ausfüllen, greifen nördlich über die grossen Abbrüche und Verwerfungen am Südrande der schwäbischen Alp und bedecken zum Teil die jurassischen Plateaus, teils in einzeln abgetrennten Becken (Ries, Steinheim), teils in ausgebreiteten Ablagerungen (Umgegend von Ulm und im Hegau). Obwohl diese schwäbischen Tertiärschichten zumeist in direktem Zusammenhange stehen mit den genannten südlicheren Gebieten, wollen wir sie hier eingehend besprechen und in Vergleich stellen mit den tertiären Ablagerungen der oberrheinischen Tiefebene und des Mainzer Beckens [1]).

Am Südrande des oberbayerisch-schweizerischen Tertiärgebietes längs des Nordrandes der Alpen und in der Tiefschweiz finden wir die vollständige Reihe der tertiären Ablagerungen von der eocänen Stufe an, nämlich die eocänen Nummulitenschichten, die unteroligocänen Flysch-Bildungen, die mitteloligocäne „untere" Meeresmolasse, die oberoligocänen brackischen Cyrenenmergel (von Miesbach in den bayerischen Alpen; die „untere Süsswassermolasse" der Schweizer Geologen), die miocäne „obere" Meeresmolasse (Muschelsandstein) und die obermiocäne „obere Süsswassermolasse" (Oeningen) [2]).

[1]) Ueber die schwäbischen Tertiärschichten siehe: Alexander Braun. Darstellung der geologischen Verhältnisse des Süsswassermergels von Oeningen im badischen Seekreis und seiner fossilen Flora und Fauna, in der zweiten Auflage von Walchners Geognosie, S. 952—983. Karlsruhe 1850. — Julius Schill. Die Tertiär- und Quartärbildungen des Landes am nördlichen Bodensee und im Höhgau, aus württemb. naturwissensch. Jahresheften, XV. Jahrg. Stuttgart 1858. — Derselbe, Geologische Beschreibung der Umgebungen von Ueberlingen, mit geolog. Karte und Profilen, in Beiträge zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherzogtums Baden, VIII. Heft. Karlsruhe 1859. — K. Zittel, Geologische Beschreibung der Umgebungen von Möhringen und Mösskirch, mit 2 geolog. Karten und mit Profilen, in denselben Beiträgen, XXVI. Heft. Karlsruhe 1867. — J. Würtenberger, Die Tertiärformation im Klettgau, in Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch., XXII. Bd., S. 471—581, mit Profilen. Berlin 1870. — K. Miller, Das Tertiär am Hochsträss (bei Ulm), Inaug.-Diss. Stuttgart 1871. — Derselbe, Das Molassemeer in der Bodenseegegend. Lindau 1877. — Fr. Sandberger, Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt. Wiesbaden 1870—1875. — Derselbe, Die Gliederung der Miocänschichten im schweizerischen und schwäbischen Jura, in N. Jahrb. Min. 1873, S. 575—583. — J. Probst, Verzeichnis der Fauna und Flora der Molasse im württembergischen Oberschwaben, in württemb. naturwissensch. Jahreshefte, Jahrg. 1879, S. 221—304. — C. W. v. Gümbel, Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete und die Stellung des Schliers von Ottnang, in Sitzungsberichte der math. physik. Klasse der Akad. Wissensch. München 1887, II. Bd., S. 221—325.

[2]) Mit dem Schweizer-Ausdruck „Molasse" wurde ursprünglich in der französischen Schweiz und in Frankreich jeder weichere, feinkörnige Sandstein, gleichgültig, welchen geologischen Alters, benannt im Gegensatz zu dem harten Sandstein „grès". Jetzt wird in der Schweiz allgemein mit „Molassesandstein" nur der bekannte hellgrünlichgraue bis gelbliche, feinkörnige Tertiärsandstein der Tiefschweiz bezeichnet, aus welchem die Mehrzahl der Häuser in Basel, Zürich, Bern, Genf etc. erbaut sind; dieses gute Baumaterial stammt zumeist aus den grossen Steinbrüchen bei Bern.

Von diesen mächtigen und weitdurchgehenden Stufen fehlen die vier ersten (Nummulitenkalk, Flysch, untere Meeresmolasse und Cyrenenmergel) vollständig am Nordrande der oberbayerischen Ebene, so dass die bayerische und schwäbische Alp zur eocänen und zur oligocänen Zeit nicht vom Meere bedeckt war; auf den kontinentalen Strecken der Jura-Plateaus bildeten sich die oben angeführten Bohnerzlager und einige Süsswasserseen, in denen sich Süsswasserkalke der untermiocänen Zeit absetzten. In der Umgegend des Bodensees jedoch ist die jüngste jener vier Stufen, nämlich die oberoligocänen Cyrenenmergel, in der Facies der Schweizer unteren Süsswassermolasse bereits vorhanden.

Auch am Nordrande der Tiefschweiz greifen die Molassestufen nicht vollständig über das Jura-Gebirge über: vielmehr ragten die nördlichen Jura-Massen wie in der schwäbisch-fränkischen Alp auch hier stets über das Molassemeer hervor. Im Aargauer Jura verbreiten sich obere Meeresmolasse und obere Süsswassermolasse über die grossen Flächen des Weissen Jura von Schaffhausen an nach Südwesten über Kaiserstuhl bis zum Lägern bei Baden an der Limmat und bis Brugg an der Aare; jenseits der Aare dringen die Molassebildungen in die Jura-Thäler am Bözberge und liegen in schmalem Streifen über Herznach und Wölfiswyl bis in den Baseler Jura hinein [1]). Dabei ist nicht zu vergessen, dass diese miocänen Tertiärschichten im Schweizer Jura vor der Faltung der Jura-Schichten abgelagert wurden, da sie mit den letzteren zusammen eingefaltet sind (vergl. oben S. 517 das Profil des Bözbergtunnels); daher ist die Verbreitung der miocänen Tertiärschichten im Schweizer Jura jetzt eine beschränkte, während dieselben ursprünglich, wie auf der schwäbischen Alp, in breiten Flächen auf den Tafeln des Weissen Jura zur Ablagerung kamen.

Die miocäne Meeresmolasse.

Der leitende Horizont in den mächtigen und weit ausgebreiteten Molasse-Sandsteinen im nördlichen Aargau, im Klettgau, im Hegau, in der Umgegend des Ueberlinger Sees durch den ganzen badischen Seekreis bis hinauf zur oberen Donau unterhalb Sigmaringen ist der sogen. „Muschelsandstein“ (zuerst von B. Studer 1825 so genannt); es ist dies in der Regel eine Muschelbreccie mit kalkig-sandigem Bindemittel; zuweilen bestehen die Bänke fast nur aus locker aufgehäuften Schalen

---

Der Molassesandstein der Schweiz ist von sehr verschiedener Festigkeit: die kleinen Quarzkörner sind in der Regel mit einem Kalkcement verbunden; selten fehlen dem bei weitem vorherrschenden Quarz kleine Körner von Jaspis, Feldspat, schwarzer Hornblende, grünem Glaukonit; dazu kommen stets viel Schüppchen und Flitterchen von silbern glänzendem Kaliglimmer, die sich zuweilen auf den Schichtflächen anhäufen. Mit der Grubenfeuchtigkeit ist dieser Sandstein so weich, dass er sich leicht bearbeiten lässt; an der Luft erhärtet er wie jedes poröse Kalkgestein.

Oft geht der Molassesandstein in lose Sande über; häufig stecken harte, kalkreiche Knauern im weichen Sande. Auch graue und rote Thone und Mergel wechsellagern mit dem Sandstein.

[1]) C. Mösch, Geologische Beschreibung des Aargauer Jura, in Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. 4. Liefg., S. 218. Bern 1867.

von marinen Schnecken und Muscheln (bei Thengen und Blumenfeld im Hegau), gelegentlich nimmt das kalkige Bindemittel mehr zu und es entstehen sandige Kalksteine, weiter nach Süden werden es richtige Molassesandsteine (Kalksandsteine) z. B. bei Würenlos im Aargau. Am ganzen Nordrande dieses miocänen Meeres in der Linie vom Hohen Randen nach Nordosten über Hattingen, Lipptingen und über Mösskirch das Ablachthal hinab bis zur Donau sind es in der Regel grobe Gerölle, den unterliegenden Jura-Gesteinen entnommen, sogen. „Jura-Nagelfluhe", welche den Muschelsandstein als typische Strandfacies vertreten: die Austern und Haifischzähne, welche sich zwischen den Geröllmassen als härteste Fossilreste erhalten haben, beweisen die Gleichaltrigkeit des Muschelsandsteins und der Jura-Nagelfluhe; gelegentlich konnte eine direkte Wechsellagerung beider Gebilde nachgewiesen werden, so bei Mauenheim, südlich von Möhringen gelegen [1]).

Da wo der Meeressandstein direkt dem Jura-Kalke aufliegt, bemerkt man häufig neben den Strandgeröllen in den vom miocänen Meere ausgewaschenen Jura-Felsen oder in deren Geröllen die Löcher von Bohrmuscheln (Pholaden); auch die überall in diesen Küstenbildungen zahlreich vorkommenden Rankenfüsser (Balaniden), die nur an felsigen Küsten in der Spritzwasserzone leben, deuten in gleicher Weise an, dass hier die nördliche Grenze des miocänen Meeres auf dem Jura-Plateau von Südwesten nach Nordosten hinlief.

Die Mächtigkeit der „oberen Meeresmolasse" oder des „Muschelsandsteins" im badischen Seekreise und auf den Jura-Flächen der oberen Donau schwankt von wenigen Metern bis zu 20 m.

Die leitenden Versteinerungen des Muschelsandsteins im badischen Seekreise sind Austern, Lamna-Zähne und Turritellen; von der reichen marinen Fauna dieses Horizontes erwähnen wir hier:

Ostrea crassissima Lam.
Pecten palmatus Lam.
Cardita Jouanneti Bast.
Cardium multicostatum Broch.
Cyrena ulmensis Ch. Mayr.
Venus clathrata Duj.
Pholas rugusa Broch.
Turritella turris Bast.
Cerithium Duboisii Hoern.
Fusus burdigalensis Deer.
Buccinum reticulatum L.
Balanus sulcatus Lam.

Von Wirbeltieren finden sich sehr häufig Haifischzähne, selten Reste von eingeschwemmten Landsäugetieren; wir führen hier an:

Haifischzähne und -Wirbel (Lamna, Carcharias, Oxyrhina, Notidanus).
Zahnplatten von Aëtobatis und Zygobatis.

[1]) Zittel, a. a. O. 1867. S. 38.

Halitherium sp. [1]). Rippen- und Zahnfragmente. Zollhaus am Randen. Andelsbachthal. Baltringen bei Ulm.

Mastodon angustidens Cuv. Backzähne. Zollhaus am Randen. Waldhertsweiler. Junghof bei Pfullendorf.

Hyotherium typus Pom. (= H. Meissneri H. v. Meyr.). Andelsbachthal.

Palaeomeryx furcatus Hens. (= P. Scheuchzeri H. v. Meyr.). Unterkiefer. Junghof bei Pfullendorf.

Die besten Fundorte für die Versteinerungen des Muschelsandsteins liegen im Hegau in der Umgegend von Thengen, Blumenfeld und Engen; die grossen Steinbrüche auf beiden Thalseiten zu Zimmerholz bei Engen sind besonders reich an Mollusken, Korallen und Bryozoen; aber auch weiter östlich bis zum Donauthale hinüber treffen wir gute Fundorte, so in den Steinbrüchen am Berlinger Hof auf den Höhen nördlich von Stockach. Weiter nach Schwaben hinein ist die Umgegend von Pfullendorf und im Andelsbachthale, dann Ermingen auf dem Hochsträss bei Ulm und Baltringen bei Laupheim zu nennen. Im Aargau ist die „obere Meeresmolasse“ reich an Versteinerungen in der Umgegend von Baden an der Limmat, und ist hier Würenlos, ein Dorf, 5 km südöstlich von Baden gelegen, der bekannteste Fundort für marine Mollusken dieses Horizontes.

Als etwas abweichende Facies des Muschelsandsteins sind die sogen. „Citharellen-Kalke“ auf dem Plateau des Randen zu betrachten, welche neben den oben genannten Turritellen und anderen marinen Mollusken des Muschelsandsteins in grosser Menge die brackische Schnecke Melanopsis citharella Mer. enthalten; wie am ganzen Nordrande dieser marinen Schichten lagert hier am Randen der weissliche und rötliche, fast ganz aus Muschelresten zusammengefügte Citharellen-Kalkstein unmittelbar auf dem Weissen Jura auf. Es verbreitet sich dieser Citharellen-Kalk [2]) auf dem Juraplateau vom Hohen Randen aus nach Nordosten über das Donauthal fort bis nach Bachzimmern, westlich Möhringen gelegen. Eine andere Facies des Muschelsandsteins sind die Sande voller Bryozoen, wie sie sich verbreiten nördlich vom Ueberlinger und Bodensee von Stockach an über Pfullendorf und durch das Andelsbachthal bis nach Saulgau; die folgenden Bryozoen dieser Molasse-Sandsteine finden sich zumeist auch im Turritellen-Kalke (Muschelsandstein) des Hegau:

Cellepora sphaerica Mill. (massenhaft zu Ursendorf zwischen Pfullendorf und Saulgau).

Myriozoum truncatum Lam. Hausen im Andelsbachthale; Zimmerholz bei Engen.

Hemeschara geminipora Reuss. Ursendorf, Hausen, Rengetsweiler.

---

[1]) Siehe R. Lepsius, Halitherium Schinzi, die fossile Sirene des Mainzer Beckens, S. 162. 163. Darmstadt 1882.

[2]) Diese Kalke wurden von den badischen Geologen „Grobkalk“ genannt; noch neuerdings gebraucht F. Schalch (Mitteil. der bad. geolog. Landesanstalt, II. Bd., S. 222, Heidelberg 1891) diesen Ausdruck, der doch besser vermieden wird, da sich ein scharfer Begriff wohl kaum mit demselben verbinden lässt.

Eschara cervicornis Edw., häufig.
Membranipora tuberculata Busk., häufig.

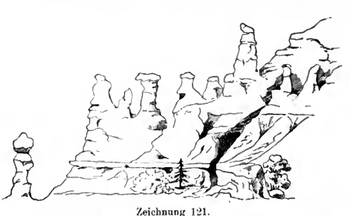
Auch Foraminiferen sind in grosser Menge in der oberen Meeresmolasse dieser Gegenden vorhanden [1]).

Diese reiche marine Fauna des Muschelsandsteins oder der „oberen Meeresmolasse“ ist eine miocäne, und zwar stellen wir diese Schichten in den unteren Teil der miocänen Stufe.

Die oberoligocäne untere Süsswassermolasse.

Unter diesen miocänen Meeresschichten treffen wir, wie gesagt, in den südlicheren Gebieten des Hegaus und am Bodensee noch die „untere Süsswassermolasse“ der Schweizer Geologen, eine Ablagerung, die gleichalterig ist mit den Cyrenen-Mergeln am Rande der bayerischen Alpen (Miesbach) und im Mainzer Becken; ausserdem nahe der nördlichen Grenze jener Meeresschichten einige Süsswasserkalke, von denen diejenigen aus der Umgegend von Ulm und von Hoppetenzell bei Stockach im badischen Seekreise am bekanntesten sind.

Die „untere Süsswassermolasse“ ist in den steileren Gehängen und in den Schluchten auf beiden Seiten des Ueberlinger Sees am



Zeichnung 121.
Felsbildungen in der unteren Süsswassermolasse am Rothweiler bei Sipplingen, Nordufer des Ueberlinger Sees, nach J. Schill, Geologische Beschreibung der Umgebungen von Ueberlingen, Karlsruhe 1859, Taf. 1, Fig. 1a.

leichtesten zugänglich: es sind die bekannten Gebilde der Molasse-Landschaft, mächtige helle grünlichgraue weiche Sandsteine, auch lose Sande, vorherrschend aus feinen, seltener gröberen Quarzkörnchen bestehend, darin viele kleine glänzende Blättchen von silbernem Kaliglimmer, das Ganze verbunden mit wenig Kalkthon- oder Mergel-Cement; unregelmässige Bänke und Knollen von harten grauen Kalksandsteinen ziehen durch die lockeren Sandsteine und bewahren diese vor einer allzu raschen Abwaschung; es entstehen dadurch die zahl-

[1]) Siehe K. Miller. 1877, S. 75—78.

reichen malerischen Felsbildungen in den Berggehängen am Ueberlinger See, von denen die nebenstehende Zeichnung ein Beispiel giebt.

Die Mächtigkeit der unteren Süsswassermolasse am Ueberlinger See und in der Gegend nördlich vom Bodensee ist ziemlich bedeutend und wird auf 100 m geschätzt. Fossile Tierreste sind höchst selten in diesen Sandsteinen anzutreffen; aus diesem Gebiete wurden bisher nur aus dem Andelsbachthale bei Zell und Hausen die leitenden Versteinerungen dieser Stufe bekannt: in den dortigen Steinbrüchen wurden früher Kalkbänke von 3 m Mächtigkeit abgebaut, welche vollständig aus Steinkernen und Abdrücken von Cerithium margaritaceum Brocchi und Cerithium plicatum Brug. zusammengesetzt waren; auch gut erhaltene Schalenexemplare kamen vor. Gleich über diesen Bänken lagert die oben von dieser Lokalität erwähnte miocäne Meeresmolasse, so dass wir hier Schalenbetten von Cerithium margaritaceum nur im höchsten Horizonte der unteren Süsswassermolasse liegen sehen [1]).

Im ganzen übrigen Gebiete findet man nur Pflanzenreste in dieser Stufe der unteren Süsswassermolasse; jedoch häufen sich die Pflanzen nirgends so an, dass Braunkohlenlager entstanden, wie das in dieser Stufe in den bayerischen Voralpen (Miesbach, Peissenberg), in der Schweiz (Hohe Rhonen bei Zug) und im Mainzer Becken der Fall ist.

Die Pflanzen der unteren Süsswassermolasse der Bodenseegegend wurden bis jetzt nur von einem Fundorte, nämlich von Baltersweil im Kaltwanger Jura-Zug, 10 km südwestlich Schaffhausen gelegen, durch J. Würtenberger beschrieben [2]); von diesen Pflanzenresten führen wir hier die folgenden an:

Sabal major Ung., eine Fächerpalme, deren nächste Verwandte Sabal umbraculifera Jacq. jetzt auf den Antillen wächst.

---

[1]) Die Fossilien dieser Cerithien-Kalkbänke und die Lagerung der Schichten an Ort und Stelle bedürfen noch einer näheren Untersuchung; bisher hat sich nur J. Schill, a. a. O. 1858, S. 20, über diese Lokalität geäussert. Leider sind jetzt die Cerithien-Bänke an Ort und Stelle nicht mehr aufgeschlossen; jedoch sah ich die marine Molasse (mit Haifischzähnen) im oberen Teile der alten Brüche anstehen; auch liegen von diesem Fundorte (Hausen im Andelsbachthale) echte Cerithium margaritaceum mit Schale in der Sammlung des Fürsten zu Fürstenberg in Donaueschingen.

Gümbel und Sandberger, folgend den Schweizer Geologen, trennen die untere Süsswassermolasse der Schweiz in zwei Abteilungen: eine untere Stufe mit Cerithium margaritaceum (Miesbach, Peissenberg, Lausanne), und eine obere, die „Graue Molasse" der Schweizer, „Blättersandstein" Gümbels (Hohe Rhonen, Rüti). Sandberger (Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, Wiesbaden 1870—1875, S. 469) rechnet die untere Abteilung der „unteren Süsswassermolasse" zum Oberoligocän, die obere zum Untermiocän und parallelisiert die letztere mit dem Hochheimer Landschneckenkalk (mit Helix Ramondi, rugulosa etc.). Gümbel a. a. O. 1887, S. 235, übernimmt diese Parallelisierung Sandbergers, will aber beide Facies (Blättersandstein und Hochheimer Landschneckenkalk) noch zum Oberoligocän stellen.

Es scheint mir das letztere nicht geeignet zu sein, weil die Lagerung der Cerithien-Kalke (resp. „Landschneckenkalke" vom Hochheim) über den Cyrenen-Mergeln überall im Mainzer Becken zu konstatieren ist und die Fauna der Cerithien-Kalke, besonders die Landsäugetiere, nicht mehr einen oligocänen, sondern einen miocänen Charakter trägt.

[2]) J. Würtenberger, Die Tertiärformation im Klettgau, in Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch., XXII. Bd., S. 499 ff. Berlin 1870.

Myrica salicina Ung., ein immergrüner Strauch.
Quercus Haidingeri Ettgh., eine immergrüne, lederblätterige Eiche.
Ficus lanceolata Heer, ein immergrüner, lederblätteriger Feigenbaum, dessen Formen an indische und amerikanische Arten erinnern.
Laurus primigenia Ung., Lorbeerbaum.
Cinnamomum polymorphum A. Braun, ein Kampferbaum, dessen nächste Verwandte im südlichen Japan und China wachsen.
— lanceolatum Ung.
— Scheuchzeri Heer, ein Zimtbaum, dem japanischen nahe stehend.
Dryandra hakeaefolia Ung.
Diospyros brachysepala A. Braun, ein Ebenholzbaum, der südeuropäischen Art sehr nahe verwandt.
Rhamnus Gaudini Heer, ein Kreuzdorn.
*Juglans acuminata A. Braun, ein spitzblätteriger Nussbaum, der unserem aus Persien stammenden Walnussbaum am nächsten steht.
— bilinica Ung., Nussbaum mit gezahnten Fiederblättern, entspricht dem schwarzen amerikanischen Nussbaum (J. nigra).
Cassia Berenices Ung., ein Papilionaceen-Strauch, dessen Verwandte jetzt in Amerika leben.
Acacia Sotzkiana Ung.

Diese Flora besteht aus Baum- und Strauchgewächsen, welche ihre jetzt lebenden Verwandten der Mehrzahl nach teils im südlichen Japan und China, teils in den südlichen Ländern von Nordamerika (Texas, Mexiko) besitzen; diese Waldflora zeigt uns für die Zeit der unteren Süsswassermolasse eine mittlere Jahrestemperatur von 18 bis 20° C. an, während jetzt die Umgebung des Bodensees eine mittlere Jahrestemperatur von 8° C. besitzt.

Die untere Süsswassermolasse des Bodensees und der Schweiz dürfte ebensowenig wie am bayerischen Alpenrande und im Mainzer Becken in völlig süssem Wasser zur Ablagerung gelangt sein; vielmehr weisen die Cerithien und Cyrenen dieser Stufe einen brackischen Charakter zu und dürften die Gewässer, in denen sich die untere Süsswassermolasse absetzte, mit dem offenen Meere nach verschiedenen Richtungen hin in Verbindung gestanden haben. Wir rechnen die „untere Süsswassermolasse" zu der oberoligocänen Stufe; in Fauna und Flora, in ihrem petrographischen Charakter und in ihrer grossen Mächtigkeit stimmt dieselbe genau überein mit dem „Cyrenen-Mergel" des Mainzer Beckens, und sind diese „Cyrenen-Mergel" der oberrheinischen Tiefebene die unmittelbare Fortsetzung und gleichzeitige Bildung der Schweizer unteren Süsswassermolasse.

Untermiocäne Süsswasserkalke.

Auch für den Cerithien- resp. Landschnecken-Kalk des Mainzer Beckens finden wir die entsprechenden Aequivalente in den Süsswasser-

kalken von Hoppetenzell bei Stockach im badischen Seekreise und in der Umgegend von Ulm.

In einigen Steinbrüchen nahe oberhalb des Ortes Hoppetenzell sind unmittelbar auf dem Weissen Jura aufgelagert (von unten nach oben):

1) Grobe Konglomerate.
2) Rote Thone und grünlichgrauer Molassesandstein.
3) Dolomitische Kalkbank mit Helices, Planorbis etc.
4) Rote und graue Letten und Thone.
5) Graue und mergelige Kalkbank mit Cyclostoma, Helices etc.
6) Grauer Molassesandstein.
7) Rote Thone und Letten.
8) Diluvialer Blocklehm als Decke.

Die ganze Ablagerung der Schichten 1—7, wie ich sie im Jahre 1885 aufgenommen habe, ist 10—12 m mächtig. Die Darstellung von J. Schill, als ob die zwischen den Kalkbänken lagernden grauen Kalksandsteine und Thone der „unteren Süsswassermolasse" angehören sollen, ist unrichtig; in dieser Gegend bei Hoppetenzell kam diese untere Süsswassermolasse überhaupt nicht zur Ablagerung, und es folgt über diesem untermiocänen Landschneckenkalk am Berenberg unmittelbar die oben beschriebene miocäne marine Meeresmolasse (Muschelsandstein). Die untere Süsswassermolasse ist älter als der Landschneckenkalk von Hoppetenzell und gehört noch der oberoligocänen Zeit an [1]).

Die Fauna der Kalke von Hoppetenzell ist arm an Arten, reich an Individuen; jedoch finden sich die Leitformen dieses Horizontes, nämlich Helix rugulosa v. Mart., Cyclostoma bisulcatum Ziet. und Planorbis solidus Thom. Die runden, kleinen Deckel vom Cyclostoma liegen auch in einer Mergelzwischenbank, die erfüllt ist mit den Früchten von Chara, Algen, die im süssen und im brackischen Wasser wachsen; auch Limnäen kommen vor.

Reicher ist die Fauna derselben Schichten in der Umgegend von Ulm. Hier treffen wir die „Rugulosa-Kalke" am Hochsträss von Ehingen bis Ulm und Donau-abwärts bis Thalfingen; die meisten Säugetierreste lieferten die Steinbrüche bei Eggingen auf der Nordostseite des Hochsträss. Es sind graue bis weisse Kalk- und Mergelbänke, auch grünliche und braune Mergelkalke, dolomitische Kalkmergel und weiche, weisse, kreideartige Mergel von einigen 30 m Mächtigkeit, die hier wie bei Hoppetenzell unmittelbar auf dem obersten Weissen Jura auflagern: über denselben folgt die miocäne Meeresmolasse („Graupensand", bei Ermingen reich an marinen Mollusken der oben angeführten Fauna) mit 14 m Mächtigkeit, dann die mächtige obere Süsswassermolasse, in regelmässigen Profilen die breite Masse des Hochsträss und ebenso östlich von Ulm die ersten Höhen nördlich der Donau zusammensetzend.

In dieser untersten Tertiärstufe am Hochsträss (bei Ehingen,

[1]) Siehe oben Anmerkg. 1, S. 567.

Oepfingen, Pappelau, Eggingen, Ermingen) und jenseits Ulm bei Thalfingen findet sich die folgende Fauna:

Helix Ramondi Brong.
— rugulosa v. Mart.
— oxystoma Thom.
— crepidostoma Sdbg.
— osculum Thom.
Archaeozonites subverticillus Sdbg.
Omphalosagda subrugulosa Kurr.
Cyclostoma bisulcatum Ziet.
Clausilia Escheri Ch. Mayr.
— antiqua Schübl.
Limnaeus subovatus Hartm.
Planorbis cornu Brong.
— declivis A. Braun.
Euchilus gracile Sdbg.
Paludina (Vivipara) pachystoma Sdbg.
Sphaerium pseudocorneum Reuss.

Im ganzen wurden bisher 9 Arten von Süsswasserschnecken und -Muscheln und 38 Landschnecken in der Umgegend von Ulm, zumeist Leitformen des untermiocänen Süsswasserkalkes (Hochheim), gefunden. Hierzu kommen aus diesen Schichten bei Ulm die folgenden Reste von Wirbeltieren[1]):

Tapirus priscus Kaup (= T. helveticus H. v. Meyr.).
Rhinoceros (Aceratherium) incisivus Kaup.
— — minutus Cuv.
Anchitherium aurelianense Blainv., das miocäne Pferd.
Hyotherium (Palaeochoerus) typus Pom. (= Hyotherium Meissneri H. v. Meyr.), ein Suide.
Caenotherium commune Brav. (= Microtherium Renggeri H. v. Meyr.), ein Zwergmoschustier.
Amphitragalus Boulangeri Pom. (= Palaeomeryx medius, pygmaeus und minor H. v. Meyr.), ein hornloses Moschustier.

---

[1]) Die ersten Bestimmungen der genannten Wirbeltiere und Landsäugetiere rührten wie für die Mehrzahl der süddeutschen Funde von Hermann von Meyer (Frankfurt 1801—1869) her; trotz der grossen Verdienste dieses unermüdlichen Forschers auf dem Gebiete der fossilen Wirbeltier-Fauna Deutschlands sind die Gattungs- und Artbestimmungen H. v. Meyers bekanntlich zum grossen Teil ohne Rücksicht auf bereits vorhandene Gattungen und Arten einseitig entstanden und bedürfen dieselben einer neuen eingehenden Vergleichnng mit auswärtigen, ganz besonders mit den französischen Arten. Nicht einmal mit dem ihm befreundeten J. J. Kaup in Darmstadt (1803—1873) hat sich Hermann von Meyer einigen können über eine gleichförmige Artenbestimmung der Säugetierreste aus dem Mainzer Becken. Auch hatte H. v. Meyer viele seiner Gattungen nnd Arten ohne eine genauere Beschreibung und ohne Abbildungen aufgestellt, besonders in seinen zahlreichen brieflichen Mitteilungen im N. Jahrbuch für Mineralogie. Die durch diese verschiedenen Ursachen entstandene Verwirrung in der Gattungs- und Artenbezeichnung der Wirbeltierreste Deutschlands konnte bisher nur zum Teil nachträglich beseitigt werden.

Amphicyon intermedius H. v. Meyr. } echte Carnivoren.
Viverra suevica H. v. Meyr. }

Mustela mustelina Pom. (= Palaeogale fecunda H. v. Meyr.), ein Marder.

— brevidens H. v. Meyr.

Didelphys frequens H. v. Meyr. (= Peratherium Aym., Oxygomphius H. v. Meyr.), ein Raubbeuteltier.

Chalicomys (Steneofiber) Eseri H. v. Meyr., ein Biber.

Titanomys (Lagomys) Visenoviensis H. v. Meyr., ein Pfeifhase.

Myoxus murinus Pom. (= M. obtusangulus H. v. Meyr.), ein Siebenschläfer.

Spermophilus superciliosus Kaup (= Sp. priscus H. v. Meyr.), ein Ziesel.

Talpa brachychir H. v. Meyr., ein Maulwurf.

Erinaceus priscus H. v. Meyr. (= Dimylus paradoxus H. v. Meyr.), ein Igel.

Tropidonotus atavus H. v. Meyr., eine Natter.

Reste von Krokodilen und Schildkröten.

Diese Fauna von Landsäugetieren und anderen Wirbeltieren gehört der untermiocänen Stufe an: die oligocänen Paläotherien und Anthracotherien sind verschwunden und es erscheinen die neuen miocänen Gattungen Anchitherium, Rhinoceros, Tapirus und Amphicyon; jedoch fehlen noch die erst in der obermiocänen Stufe auftretenden Mastodonten.

In derselben Weise, wie unter dem marinen Muschelsandstein die oberoligocäne untere Süsswassermolasse am Bodensee und die untermiocänen Süsswasserkalke von Hoppetenzell und Ulm lagern, finden wir auch über diesem wichtigen marinen Horizonte eine mächtige Molassebildung, die „obere Süsswassermolasse“ der Schweizer, von welcher der berühmteste Fundort Oeningen ist, und auf der Alp mehrere isolierte Becken mit Süsswasserkalken, von denen diejenigen von Engelswies, Steinheim, im Rieskessel und von Georgensgmünd die bekanntesten sind. Diese beiden Facies sind ungefähr gleichalterig und gehören der obermiocänen Stufe an.

Die obere Süsswassermolasse von Oeningen.

Der Untersee unterhalb Konstanz, in welchem die Insel Reichenau mit seinem ehemals reichen Kloster gelegen ist, gabelt sich am „Horn“ in eine nördliche Ausbuchtung gegen Radolfzell zu und in einen südlichen Arm, aus dem bei dem malerischen alten Städtchen Stein der Rhein hinausfliesst nach Schaffhausen hinab. In dieser Gabel zwischen Stein am Rhein und Radolfzell erhebt sich ein breites Bergplateau, der Schienerberg, bis zu 673 m Höhe über dem Meere oder 282 m über dem Untersee. Die Grenze zwischen der Schweiz und Baden zieht in nordsüdlicher Richtung über den Schienerberg, so dass die

Stadt Stein noch zum Kanton Schaffhausen, das Dorf Oeningen aber, 2 km östlich von Stein gelegen, samt den berühmten Brüchen am Hofgute Unter-Bühl (200 m über dem Untersee) zum badischen Seekreise gehören.

Die Schichten des Schienerberges bestehen zum grössten Teil aus dem bekannten grünlichgrauen Molassesandstein, Mergel und weiche Kalksandsteine, welche häufig zu losen Sanden zerfallen und in welche sich oft Konglomeratbänke (Nagelfluhe) einschalten; die Schichten fallen flach und gleichförmig von Nord nacn Süd durch den ganzen Berg, so dass man von Stein, Oeningen und Wangen her ganz allmählich in höhere Schichten aufsteigt, während man von dem scharfen Nordrande des ganzen Plateaus (Schrotzburg 663 m) steil über die dichtbewaldeten Abhänge hinabsieht in das Aachthal und über die Schichtenköpfe hinabsteigt. Hier am Nordfusse des Schienerberges steht als tiefstes Liegendes die untermiocäne Meeresmolasse bei Bankholzen an; darüber folgt die mächtige „obere Süsswassermolasse“, deren unterer Teil mit Unionen, Unio flabellatus Gldf. (unterhalb des Hofgutes Unterwald und am Wege von Langenmoos nach Bankholzen) und mit dünnen Braunkohlenflözen (bei Hittisheim abgebaut) wahrscheinlich den brackischen Kirchberger Schichten gleichzustellen ist. Im oberen Teil der oberen Süsswassermolasse des Schienerberges lagern eine halbe Stunde Weges oberhalb und nordöstlich vom Dorfe Oeningen auf dem flachhügeligen Plateau bei dem Hofgute Bühl, von dem nach Wangen hinabfliessenden Bache durchzogen, hellgelblichgraue, blaugraue und weisse zarte Kalkmergel und bituminöse Kalkplatten in dünnschieferigen Bänken wechsellagernd mit weichen Mergeln; diese Kalkbänke werden seit langen Zeiten in Brüchen abgebaut, um den in dieser Molassegegend seltenen Kalk zum Kalkbrennen und zur Mörtelbereitung zu liefern; es sind zwei Brüche, der „obere“ und der „untere“ Bruch nahe unterhalb des Hofes Unter-Bühl, welche in diesem Jahrhundert die berühmten „Oeninger“ Versteinerungen geliefert haben, obwohl schon früher, und zwar nachweislich seit Anfang des 17. Jahrhunderts, die Fossilien von Oeningen die Aufmerksamkeit der Naturforscher erregt hatten; die Mächtigkeit der Kalke und Mergel in den beiden Brüchen beträgt 7—10 m[1]).

Oswald Heer, welcher die reiche Flora von Oeningen beschrieben hat, nimmt an, dass diese Kalk- und Mergelschichten der Brüche am Hofgute Unter-Bühl sich in einem isolierten kleinen See, in einer flachen Mulde auf der oberen Süsswassermolasse des Schienerberges gebildet haben. Arnold Escher von der Linth habe im Bachbette unter den Brüchen ein vulkanisches Gestein nachgewiesen, und Heer vergleicht daher die Mergelkalke am Unter-Bühl mit den vulkanischen Tuffen des nahen Hegaus, in denen ebenfalls obermiocäne Versteinerungen und eine analoge Flora vorkommen. Die geologische Lagerung des Oeninger Fundortes und das Verhältnis der Kalkplatten vom Unter-

[1]) Das genaue Profil der einzelnen Schichten verzeichnete Karg in Walchners Handbuch der Geognosie, 2. Aufl., S. 970—972. Karlsruhe 1846—1851.

Bühl zur oberen Süsswassermolasse des ganzen Schienerberges bedarf noch einer näheren Untersuchung [1]).

Von der ausserordentlich mannigfaltigen Fauna und Flora aus den Brüchen am Unter-Bühl bei Oeningen erwähnen wir die folgenden Arten [2]):

a. Pflanzen.

Equisetum limosellum Heer, ein Schachtelhalm.
Pteris oeningensis A. Braun } Farne.
Aspidium Filix antiqua A. Braun } Farne.
Glyptostrobus europaeus Heer, eine Taxodiacee.
Taxodium distichum Rich., Sumpfcypresse der südlichen Staaten von Nordamerika.
Flabellaria oeningensis Heer, eine Fächerpalme.
Calamopsis Bredana Heer, eine Fiederpalme.
Liquidambar europaeum A. Braun, ein Amberbaum.
Platanus aceroides Göp., eine Platane.
Salix Lavateri A. Braun, eine Weide
Populus latior A. Braun, eine Schwarzpappel.
— balsamoides Göp., der amerikanischen Balsampappel sehr nahe verwandt.
— mutabilis Heer, eine strauchartige, immergrüne Lederpappel, der Lederpappel vom Euphrat (Mesopotamien) nahe stehend.
Quercus neriifolia A. Braun, eine Eiche mit ganzrandigen langen Blättern, der amerikanischen Q. phellos L. verwandt.
— cruciata A. Braun, eine Eiche mit zackigen Blättern.
Almus gracilis Ung., eine Erle.

---

[1]) Geologisch aufgenommen ist der Schienerberg nur auf dem Blatt IV Frauenfeld—St. Gallen der geologischen Karte der Schweiz im Massstabe 1 : 100,000.

[2]) Die beste Sammlung Oeninger Versteinerungen befindet sich im grossherzoglichen Museum zu Karlsruhe; der Grundstock dieser Sammlung wurde von 1784 an durch Peter Pfeiffer für das Meersburger Kabinett unter Fürstbischof Maximilian gelegt. Sodann enthalten die Sammlungen der Universität (Lavater, Oswald Heer) und der technischen Hochschule zu Zürich die besten Materialien, besonders an Pflanzen. Die ehemals v. Seyfriedsche Sammlung in Konstanz, jetzt im dortigen Gymnasium, enthält mehrere Exemplare von Andrias Scheuchzeri. Sehr reich an Oeninger Fossilien sind das British Museum in London und das Taylersche Museum zu Harlem.

Litteratur über Oeningen: Oswald Heer, Flora tertiaria Helvetiae. Winterthur 1853–1859. — Derselbe, Die Urwelt der Schweiz, 2. Aufl. Zürich 1873. — Oswald Heer hat 475 verschiedene Pflanzenarten aus den beiden Brüchen am Unter-Bühl bei Oeningen beschrieben. — Derselbe, Die Insekten Fauna der Tertiärgebilde von Oeningen und Radoboj in Kroatien. Leipzig 1847—1853. — Al. Braun, Die fossile Fauna von Oeningen, in Walchners Geognosie. 2. Aufl., S. 963 ff. Karlsruhe 1853. — F. X. Lehmann, Die v. Seyfriedsche Sammlung Oeninger Versteinerungen. Konstanz 1855. — Fr. Schalch, Das Gebiet nördlich vom Rhein, in XIX. Liefrg. der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, S. 64—76. Bern 1883.

Betula prisca Ett., eine Birke.
Ulmus minuta Göp., eine Ulme, zunächst mit der asiatischen Ulmus parvifolia Jacq. verwandt.
Myrica oeningensis A. Braun, ein immergrüner Sumpfstrauch, einer amerikanischen Art verwandt.
Ficus tiliaefolia A. Braun, lindenblätteriger Feigenbaum.
Cinnamomum Scheuchzeri Heer, ein Zimtbaum.
— polymorphum A. Braun, ein Kampferbaum, sehr nahe verwandt dem Kampferbaume des südlichen Japan und China.
Laurus princeps Heer, ein Lorbeerbaum, demjenigen der kanarischen Inseln sehr nahestehend.
— Fürstenbergi A. Braun, dem südeuropäischen Lorbeer L. nobilis L. verwandt
Acer trilobatum Strnb., dreilappiger Ahorn, dem roten Ahorn Amerikas nahestehend.
Sapindus falcifolius A. Braun, ein Seifenbaum.
Ilex stenophylla Ung., eine Stechpalme, der berberisblätterigen Stechpalme Carolinas verwandt.
Juglans acuminata A. Braun, ein Walnussbaum.
— bilinica Ung., dem schwarzen amerikanischen Nussbaum verwandt.
Rhus Pyrrhae Ung., dem amerikanischen Sumach Rhus aromatica Ait. verwandt.
Podogonium Knorrii A. Braun, eine Tamarinde.
Iris Escherae Heer, eine Schwertlilie.

Die Mehrzahl der 475 von O. Heer beschriebenen Pflanzenarten Oeningens besitzen ihre nächsten Verwandten oder direkten Nachkommen in der jetzigen Flora nicht in Europa, sondern in den südlicheren wärmeren Ländern, im südlichen China und Japan, in Florida, Texas, Neu-Mexiko und West-Indien, auch im Oriente (Klein-Asien, Mesopotamien), das ist in einem subtropischen Erdgürtel, der eine mittlere Jahrestemperatur von 15—25 ° C. besitzt. O. Heer weist auch im einzelnen die Spuren der verschiedenen Jahreszeiten, von Sommer und Winter, nach, indem er die Blüten und Früchte der Bäume, Sträucher und Kräuter nach ihren Zeiten verfolgt. Nach der Flora und Insektenfauna giebt O. Heer der Oeninger Zeit resp. der oberen Süsswassermolasse der Schweiz und des Bodensees eine mittlere Jahrestemperatur von 18—19 ° C., während er für die Flora der unteren Süsswassermolasse der Schweiz (Lausanne, Hohe Rhonen) eine mittlere Jahrestemperatur von 20—21 ° C. berechnet; demgegenüber besitzt jetzt Basel eine mittlere Jahrestemperatur von 9,32 ° C. oder auf das Meeresniveau an diesem Orte berechnet: 11,17 ° C.

b. Mollusken.

Unio flabellatus Gldf. Diese Süsswassermuschel findet sich nicht nur in den Kalkmergeln der Oeninger Brüche, sondern, wie oben

erwähnt, auch in Betten in der oberen Süsswassermolasse des ganzen Schienerberges.
Anodonta Lavateri Mnstr., liegt massenhaft angehäuft in der hiernach benannten „Krötenschüssel-Schicht" der Oeninger Brüche.
Planorbis cornu Brong.
Limnaeus dilatatus Noul.
Helix sylvana Klein; dieses Leitfossil der obermiocänen Süsswasserkalke der schwäbischen Alp liegt auch hier in den Oeninger Kalkmergeln.
— subvermiculata Sdbg.
Archaeozonites costatus Sdbg.

Diese kleine Fauna von obermiocänen Süsswassermollusken zeigt uns, dass die Oeninger Schichten nicht ein isoliertes Vorkommen sind, sondern gleichzeitig abgelagert wurden mit den „Sylvana-Kalken" der schwäbischen Alp, als ein oberer weitverbreiteter Horizont der „oberen Süsswassermolasse".

c. Arthropoden.

Die ausserordentliche Menge von Gliedertieren, Krebsen, Spinnen, Insekten, Käfern, Schmetterlingen etc., welche O. Heer aus den Oeninger Kalkschiefern in 844 Arten beschrieben hat, verdankt ihre treffliche Erhaltung dem zarten Gesteinsmaterial dieses Fundortes, welches noch die berühmten Solenhofener Jura-Kalkplatten oder die Mergelkalke des Monte Bolca bei Verona an Zartheit übertrifft. Wir führen hier nur von diesen Arten an:

Armadillo molassicus Heer, eine Assel.
Gammarus oeningensis Heer, ein Flohkrebs.
Telphusa speciosa H. v. Meyr., eine Flusskrabbe, ähnlich der südeuropäischen Art, die in allen Seen und Flüssen der Mittelmeerländer lebt.
Epeira molassica Heer, eine Kreuzspinne.

O. Heer hat von Oeningen 826 Insekten-Arten beschrieben, darunter 518 Käfer-Arten in 180 Gattungen (Coleopteren), 13 Heuschrecken-Arten (Orthopteren), 25 Arten Neuropteren (Termiten, Libellen und Eintagsfliegen), 80 Arten Hymenopteren (Wespen, Bienen), 132 Arten Schnabelkerfe (Wanzen, Cycaden), 63 Arten Fliegen, 3 Arten Nachtschmetterlinge.

Von diesen Oeninger Insekten sind 140 Arten nur von Oeningen bekannt; weitaus die Mehrzahl der von O. Heer beschriebenen Arten ist aber „unter die Gattungen der Jetztwelt einzureihen und zahlreiche Arten derselben sind Jetztlebenden so nahestehend, dass sie wohl als ihre Ureltern betrachtet werden dürfen" (O. Heer, Urwelt der Schweiz, 2. Aufl., S. 389, Zürich 1879). Die meisten dieser Arten gehören zu Gattungen, die jetzt über Europa und Amerika verbreitet sind; ausschliesslich europäische Arten finden wir nur 5, dagegen 18, welche jetzt in Europa und Asien oder Afrika, nicht aber in Amerika vor-

kommen; mehrere Gattungen fehlen aber jetzt in Europa und sind auf Amerika beschränkt. „Ueberhaupt zeigt uns Oeningen 29 Arten, welche ihre nächsten Verwandten in Amerika, 102 aber, die sie in Europa haben: von den letzteren entspricht die Mehrzahl südeuropäischen Arten.“ Aus der Oeninger Insektenwelt zieht O. Heer den Schluss, dass „damals die Winter sehr milde gewesen sein müssen und wir unserem Molasseland für den Winter noch mehr als für den Sommer eine höhere Temperatur zuzuschreiben haben, als wir jetzt in Mitteleuropa finden“ (a. a. O. S. 390).

d. Fische.

Die Fische sind in den zarten Oeninger Kalkmergelplatten wunderbar schön erhalten; von den 32 Arten und 15 Gattungen, die dort gefunden wurden, ist eine Gattung (Cyclurus) ausgestorben; alle anderen Gattungen werden noch lebend, und zwar im süssen Wasser, angetroffen, ohne dass jedoch die Arten mit den jetzt lebenden völlig übereinstimmten. Von den 15 Gattungen sind 12 (mit 25 Arten) noch jetzt in den Gewässern der Schweiz zu Hause; doch finden sich 11 dieser Gattungen auch in den Mittelmeerländern, ja selbst in der tropischen und subtropischen Zone.

Die häufigsten Fische Oeningens, 21 Arten, gehören zu den karpfen-artigen Fischen (Cyprinoiden):

Leuciscus oeningensis Ag.
— helveticus Wklr.
— latiusculus Ag.
Lebias perpusillus Ag.

Sodann finden sich:

Esox lepidotus Ag., ein grosser Hecht.
— robustus Wklr., ein kürzerer Hecht.
Anguilla elegans Wklr., ein Aal.
Cottus brevis Ag., eine Groppe.
Perca lepidota Ag., ein Barsch.

e. Amphibien und Reptilien.

Andrias Scheuchzeri Tschudi[1]), der Riesen-Salamander, fast völlig identisch mit dem jetzt im südlichen Japan lebenden Riesen-

[1]) Das erste abgebildete Skelett dieses bis 126 cm langen Salamanders ist der berühmte Homo diluvii testis des Züricher Arztes und Naturforschers Joh. Jakob Scheuchzer (1672—1733). Scheuchzer schrieb über das anno 1725 im Oeninger Bruche gefundene Stück, von dem nur Kopf und Wirbelsäule bis zur Beckengegend erhalten ist, eine lateinische Dissertation, ein Heft in Kleinquart, 24 Seiten mit einer grossen Kupfertafel, mit dem Titel: Homo diluvii testis, Zürich 1726. Sodann bildete er dasselbe Stück, das noch jetzt in der Züricher Universitäts-Sammlung vorhanden ist, ab in seiner berühmten „Kupferbibel, in welcher die Physica sacra oder geheiligte Naturwissenschaft der in Heiliger Schrift vorkommenden natürlichen Sachen deutlich erklärt und bewährt sind“. 4 Bände mit 750 Kupfertafeln. Augsburg und Ulm 1731—1735. Im ersten Bande sind als Zeugnisse der Sündflut eine grosse Menge in der Schweiz gefundener Versteinerungen recht gut abgebildet.

Salamander (Cryptobranchus japonicus v. d. Hoev.) und sehr nahe verwandt mit den in Nordamerika lebenden Riesen-Salamandern.

Latonia Seyfriedii H. v. Meyr., Riesenfrosch. Skelett vollständig, Länge 35 cm, Breite 10 cm; ein Hornfrosch, der brasilianischen Art Ceratophrys cornuta L. sehr nahestehend und ebenso gross.

Bufo Gessneri Tschudi } Kröten.
Bombinator oeningensis Ag. }

Coluber Oweni H. v. Meyr., 90 cm lang } Schlangen.
— Kargii H. v. Meyr., 30 cm lang }

Reste von Krokodilen wurden zwar in der oberen Süsswassermolasse des Schienerberges bei Stein am Rhein, aber nicht in den Oeninger Brüchen gefunden.

Chelydra Murchisoni Bell., eine Alligator-Schildkröte, von der Schnauzenspitze bis zum Schwanzende fast 1 m lang; der Rückenpanzer war 43 cm lang und 38 cm breit. Die nächstverwandte Ch. serpentina L., welche die Seen und Flüsse der Vereinigten Staaten von Nordamerika von New York bis Florida bewohnt, ist ein gefrässiges Tier mit starken Kiefern und Krallen und nährt sich von Fischen, Amphibien und jungen Vögeln.

Emys scutella H. v. Meyr., eine kleine Flussschildkröte, deren nächste Verwandte ebenfalls in Nordamerika wohnen.

Trionyx Tayleri Wklr., Flussschildkröte ohne Panzer, nur mit einer glatten Lederhaut bekleidet, deren Verwandte jetzt in den Flüssen Mesopotamiens, Indiens und im Nil leben.

f. Vögel.

Anas oeningensis H. v. Meyr., ein entenartiger Wasservogel.
Dazu wurden verschiedene Knochen von Vögeln und eine 3 cm lange Vogelfeder gefunden.

---

darunter auch auf Tafel 49 das Skelett des Riesen-Salamanders von Oeningen, den Scheuchzer für einen in der Sündflut umgekommenen Menschen hielt; er schliesst seine Erläuterung (S. 66) zu dieser Tafel, wie die übrigen Tafelerläuterungen mit einem Spruche, welcher lautet:

„Betrübtes Being rüst von einem alten Sünder,
Erweiche Stein und Hertz der neuen Bossheits-Kinder."

P. Camper hat schon 1790 dem Homo diluvii testis Scheuchzers die richtige Stellung unter den Reptilien gegeben, Cuvier hat jedoch erst die nahe Verwandtschaft des Skelettes mit den Salamandern wissenschaftlich festgestellt und die Art als Riesen-Salamander bezeichnet.

Der japanische Riesen-Salamander wird 90 cm lang und lebt in Bächen und Seen im südlichen Japan (zwischen 34° und 36° nördl. Breite) in Höhen von 1200 bis 1500 m über dem Meere; von den beiden Arten der nordamerikanischen Riesen-Salamander wird Menopoma giganteum Bart. bis 60 cm lang und lebt in den süssen Gewässern von Pennsylvanien und Virginien; die andere, etwas kleinere Art Menopoma fuscum Holb. lebt in den Flüssen und Seen der südlichen Staaten von Nordamerika, in Süd-Carolina, Florida, im Mississippi etc.

Jetzt sind eine ganze Anzahl von Skeletten des Andrias Scheuchzeri von Oeningen in den Sammlungen zu Konstanz, Karlsruhe, Zürich, Harlem, London etc. vorhanden.

g. Säugetiere.

Mastodon angustidens Cuv., Backzähne, im Taylerschen Museum zu Harlem. Stücke vom Stosszahn in der v. Seyfriedschen Sammlung zu Konstanz.
Palaeomeryx eminens H. v. Meyr., eine Hirschart.
Canis (Galecynus) palustris H. v. Meyr., eine Hundeart von der Grösse eines Fuchses.
Sciurus Bredai H. v. Meyr., ein Eichhörnchen.
Lagomys oeningensis H. v. Meyr. } Hasenarten.
— (Myolagus) Meyeri Tschudi }

Ueberblicken wir diese reiche Flora und Fauna aus den Brücheu am Unter-Bühl bei Oeningen, so kann über den obermiocänen Charakter derselben kein Zweifel sein. Zugleich erkennen wir durch Vergleichung der Oeninger Pflanzen und Tiere mit den jetzt auf der Erde lebenden, dass die Mehrzahl der nächstverwandten Nachkommen derselben jetzt in der subtropischen Zone der Mittelmeerländer, von Vorder-Asien, des südlichen Japan und China, sowie der südlichen Staaten von Nordamerika lebt, in einer mittleren Jahrestemperatur von 18—19° C. Der Umstand, dass so viele der mit den Oeninger verwandten Arten besonders von den Pflanzen und Insekten jetzt in Amerika leben, beweist uns, was wir übrigens auch aus manchen anderen Verhältnissen wissen, dass zur miocänen Zeit eine feste Landverbindung zwischen Europa und Amerika durch den Atlantischen Ocean hinüber bestanden hat.

Die obere Süsswassermolasse in der Umgegend von Ulm.

Wir haben oben (S. 570) die Fauna der untermiocänen „Rugulosa-Kalke“ vom Hochsträss bei Ulm als unterstes Tertiärlager auf dem obersten Weissen Jura kennen gelernt; über diesen ca. 30 m mächtigen Süsswasserkalken folgt die ca. 14 m mächtige Meeresmolasse, alsdann die hier reich entwickelte obere Süsswassermolasse, welche mit brackischen Schichten beginnt und sich nach oben allmählich vollständig aussüsst; das folgende Profil [1]) veranschaulicht die Schichtenreihe über der Meeresmolasse in den oberen Gehängen des Hochsträss.

Ueber dem „Graupensande“, der bei Grimmelfingen und Ermingen auf der Ostseite des Hochsträss zahlreiche marine Mollusken der oberen Meeresmolasse enthält, folgen:

a. Brackische Molassesande, 20—30 m mächtig.

1) „Pfosande“, feine, glimmerreiche Sande von schmutzig grünlichbrauner Farbe mit eisenschüssigen Schnüren, und hellgraue Thone, ohne Fossilien, 4,2 m mächtig.

---

[1]) K. Miller, Das Tertiär am Hochsträss, Dissertation. Stuttgart 1871. — Fr. Sandberger, Die Gliederung der Miocänschichten im schweizerischen und schwäbischen Jura, N. Jahrb. Min. 1873, S. 579 ff.

2) Sand, 0,7 m, voll von Cardium sociale Kr., C. solitarium Kr., C. friabile Kr., Unio Eseri Kr.
3) Sandsteinplatten, 0,6 m, mit weissen Schalen von Dreissena clavaeformis Kr., Dr. amygdaloides Dkr., Melanopsis impressa Kr., Neritina cyrtoscelis Kr., Hydrobia semiconvexa Sdbg., Tapes Partschi Ch. Mayr.
4) Fossilarme, grüne und bunte Thone, Thonmergel, glimmerreiche grünliche Sande und Sandsteine, 14 m mächtig.
5) Glimmerreiche sandige Thonmergel, 0,6 m, mit Hydrobia conoidea Kr., H. semiconvexa Sdbg., Limnaeus dilatatus Noul., Planorbis cornu Brong., Helix sylvana Klein, Helix involuta Thom., Melania Escheri Mer.

b. Süsswasserkalke und Mergel, 25 m mächtig, bilden die weithin sichtbaren steileren oberen Gehänge des eigentlichen Hochsträss.

6) Sogen. „Sylvestrina-Kalk" der württembergischen Geologen, richtiger „Sylvana-Kalk", 4,6 m mächtige helle, oft mergelige Süsswasserkalke, mit Helix sylvana Klein, Azeca loxostoma Klein, Cyclostoma conicum Klein, C. consobrinum Ch. Mayr., Melania Escheri Mer., Planorbis cornu Brong., Limnaeus dilatatus Noul.
7) Mergel und Thone mit weissen Knollen, 4 m mächtig.
8) Dolomitische rötliche Kalkmergelplatten, 1,2 m mächtig, mit zahllosen weissen Schalen von Planorbis cornu Brong. var. Mantelli Dkr., Pl. laevis Klein.
9) Fossilleere grüne Letten und Mergel, 4,6 m mächtig.
10) Rötlicher Steinmergel 0,8 m, mit Limnaeus dilatatus Noul., Planorbis cornu und laevis, Ancylus deperditus Klein, Cyclostoma conicum Klein.
11) Thonmergel und mergelige Kalke mit Pflanzenresten, 7 m mächtig.
12) Rote schieferige Planorbis-Kalke, 1,5 m mächtig, fossilreich wie Nr. 10.
13) Hellgraue, mergelige Kalke, 1—3 m mächtig, erfüllt mit: Melanopsis Kleinii Kurr, sehr häufig, Helix coarctata Klein., häufig, Helix sylvana Klein, H. malleolata Sdbg., H. osculina Sdbg., Neritina crenulata Klein, Planorbis cornu var. Mantelli, Cyclostoma conicum.

Dieselben oberen Molassesande wie am Hochsträss verbreiten sich südlich der Donau; obwohl diese Schichten hier vorwiegend bekannt sind durch die fossilreichen Sande und Mergel von Ober- und Unter-Kirchberg, so werden sie doch in der ganzen Gegend angetroffen, wo Aufschlüsse unter der mächtigen Diluvialdecke die unteren Thalgehänge anschneiden, auch unmittelbar am rechten Donauufer bei Leipheim und Günzburg.

In den der Donau von Süden her zugehenden Thälern des württembergischen Donaukreises ist die obere Meeresmolasse bekannt aus den Steinbrüchen von Baltringen, einige Kilometer südlich von Laup-

heim gelegen [1]): hier fanden sich in Sanden, Mergeln und Kalksandsteinen häufig Haifischzähne, auch marine Mollusken (Ostrea crassissima, Turritellen, Pecten) und Zähne von Delphinus acutidens H. von Meyr., Delph. canaliculatus H. v. Meyr. und von Squalodon servatus H. v. Meyr.; eingeschwemmte Reste von Landsäugetieren (Mastodon, Rhinoceros, Anchitherium, Palaeomeryx). Diese miocäne marine Molasse verbreitet sich in der dortigen Gegend als unterste Molassenstufe, ist durch ihre Leitfossilien an vielen Orten in den Bezirken von Biberach, Waldsee und Saulgau nachgewiesen und steht in Verbindung mit den oben erwähnten Gebieten der Meeresmolasse bei Pfullendorf, am Ueberlinger See und im Hegau.

Die nächstjüngere Tertiär-Stufe, die obere Süsswassermolasse, wird noch weit häufiger von den Bächen und in den Thalgehängen in Oberschwaben zwischen Donau und Bodensee unter der Diluvialdecke angeschnitten; jedoch enthalten die Mergel, Sande und Sandsteine selten Versteinerungen. In einer Mergelgrube bei Heggbach, einem Orte auf der Höhe zwischen Biberach und Laupheim gelegen, fand J. Probst in „Zapfensanden“ und Mergelbänken von demselben Aussehen, wie vom Schneckenberge bei Reisensburg an der Donau nahe bei Günzburg, eine reiche Flora von Blätterabdrücken, deren Uebereinstimmung mit den Pflanzen von Oeningen O. Heer erkannte; daneben lagen Süsswasser- und Landschnecken aus der Fauna der Ulmer Sylvana-Kalke; Reste von Karpfen, Krokodilen, Schildkröten (Macrochelys mira H. v. Meyr., 2 m gross) und von eingeschwemmten Landsäugetieren. Die kleinen Wirbeltiere, Reste von Eidechsen, Schlangen, Fröschen, Nagern und Insektenfressern desselben Horizontes entdeckte J. Probst beim Jordanbade nahe oberhalb Biberach.

Am längsten bekannt und am reichsten ist jedoch die Fauna aus der brackischen und Süsswassermolasse von Ober- und Unter-Kirchberg, in den Einschnitten in den westlichen Thalgehängen des Illerthales, einige Kilometer südlich von Ulm.

Die Kirchberger Fauna [2]) ist klein, aber ausserordentlich individuenreich, wie dies gewöhnlich in brackischen und Süsswasser-Ablagerungen der Fall ist; in den unteren Schichten herrschen brackische Muscheln, Cardien und Dreissenen vor, dann Hydrobien und in den obersten Mergeln Limnaeen und Planorben, ein Zeichen der allmählichen Aussüssung des Molassesees, wie wir sie auch im Schienerberg bei Oeningen, im Hochsträss bei Ulm und in diesen ganzen schwäbisch-schweizerischen Molassegebieten erkennen können. Die ganze Mächtigkeit der fossilhaltigen Mergel, Sande und Sandsteine bei Ober- und Unter-Kirchberg beträgt im Durchschnitt 12 m; es finden sich dort:

---

[1]) J. Probst, Beschreibung einiger Lokalitäten in der Molasse von Oberschwaben, in Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 44. Jahrg., S. 64—114. Stuttgart 1888.

[2]) Eser, Das Petrefaktenlager von Ober- und Unter-Kirchberg, in württemb. Jahreshefte IV, S. 258—268, V, S. 151. Stuttgart 1849, 1850. — Fr. Sandberger, Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 552 ff. Wiesbaden 1870 bis 1875. — C. W. v. Gümbel, Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete etc., in Sitzungsber. Akad., München 1887, S. 288 ff.

Vivipara (Paludina, Melantho) varicosa Bronn, angehäuft in den untersten Sanden.
Neritina cyrtoscelis Kr. und N. sparsa Kr.
Bythinia gracilis Sdbg.
Melanopsis impressa Kr.
Hydrobia (Litorinella) semiconvexa Sdbg.
Planorbis cornu Brong.
Dreissena claviformis Kr.
— amygdaloides Dkr.
Unio Eseri Kr. und U. Kirchbergensis Kr.
Cardium solitarium Kr.
— sociale Kr. und jugosum Kr.
— friabile Kr.
Tapes Partschi Ch. Mayr.
Anodonta cf. Lavateri Mnstr.

Diese Mollusken-Fauna stellt eine vollständige Mischung von brackischen (Tapes, Dreissena, Cardium, Melanopsis) mit Süsswasser-Gattungen (Unio, Vivipara, Planorbis, Hydrobia) dar. Die nächsten Verwandten der Vivipara varicosa und der Unio Kirchbergensis leben jetzt in nordamerikanischen Flüssen; die übrigen Arten besitzen Verwandte in den Mittelmeerländern.

Smerdis formosus H. v. Meyr., ein barschartiger Fisch, dessen lebende Verwandte süsses und salziges Wasser bewohnen und zur Laichzeit sich in Massen an die Flussmündungen begeben.
Clupea gracilis H. v. Meyr. }
— lanceolata H. v. Meyr. } Häringe.
— ventricosa H. v. Meyr. }
Lepidocottus brevis Ag., ein Groppen.
Gobius multipinnatus H. v. Meyr., ein Gründling.
Solea (Rhombus) Kirchbergana H. v. Meyr., eine Steinbutte.
Cyprinus priscus H. v. Meyr., ein Karpfen.

Es sind dieses Fische von europäischem Typus, die zumeist in salzigem und brackischem oder auch in süssem (Karpfen) Wasser leben.
Von Säugetieren haben sich bei Ober- und Unter-Kirchberg gefunden:

Mastodon angustidens Cuv.
Anchitherium aurelianense Blainv., das miocäne Pferd.
Amphicyon major Blainv., ein echter Carnivore.
Macrochelys mira H. v. Meyr., eine grosse Landschildkröte.

In Uebereinstimmung mit der übrigen Fauna gehören die genannten Arten von Mastodon, Anchitherium und Amphicyon der mittleren miocänen Zeit an (Sansan bei Auch im Gers-Departement, Südwest-Frankreich). Mit Oeningen verglichen sind die Kirchberger Schichten der oberen Süsswassermolasse mit Unionen des Schienerberges gleichzustellen, während die Flora und Fauna der Oeninger Kalkmergelbrüche am Unter-Bühl als ein höherer, bei Kirchberg nicht mehr vor-

handener Horizont (obermiocän) der oberen Süsswassermolasse zu betrachten ist; wichtig in dieser Beziehung ist, dass F. Schalch westlich von Oeningen auf dem Jura-Plateau nördlich von Schaffhausen bei Büttenhardt in der oberen Süsswassermolasse die leitenden Kirchberger Fossilien, nämlich Dreissena claviformis Kr. und Cardium sociale Kr., neben Melania Escheri Mer. aufgefunden hat [1]).

Obermiocäne Süsswasserschichten auf dem Jura-Plateau im Hegau, bei Engelswies, bei Steinheim, im Rieskessel und bei Georgensgmünd.

Die Basalt- und Phonolith-Kuppen des Hegau bedecken zum Teil obermiocäne Süsswasserschichten und Phonolith-Tuffe, in denen Süsswasserschnecken und Pflanzenreste vorkommen. Nördlich und südlich der Basaltkuppe vom Hohenhöwen lagern über Jura-Nagelfluhe Gips- und Thonschichten von ca. 10 m Mächtigkeit; zu oberst ein dolomitischer Süsswasserkalk. In diesen Schichten liegt wie in den Phonolith-Tuffen des Hohenkrähen, des Hohentwiel, des Mägdeberges und Philippsberges, als eine häufige Schnecke, die Helix geniculata Sdbg.: dazu fanden sich im Gips des Hohenhöwen Helix insignis Schübl., Zähne von Mastodon angustidens Cuv. und Palaeomeryx furcatus Hens. (= P. Scheuchzeri H. v. Meyr.), sowie trefflich erhaltene Panzer von Testudo antiqua Bronn, einer Landschildkröte, der südeuropäischen Testudo graeca nahestehend. Diese kleine Fauna trägt ebenso wie die Pflanzenreste aus den Phonolith-Tuffen am Hohenkrähen, welche nach O. Heer mit der Flora von Oeningen identisch ist, einen obermiocänen Charakter. Das Alter der unter diesen Schichten im Hegau lagernden sogen. „Jura-Nagelfluhe", welche ihrerseits unmittelbar auf dem obersten Weissen Jura ruht, ist wie so häufig für diese Geröllmassen auf dem Jura-Plateau nicht genauer festzustellen, da sie keine Fossilien enthält.

In ähnlicher Weise wie im Hegau finden wir an den Eruptionspunkten auf der Höhe der schwäbischen Alp in der Umgegend von Urach obermiocäne Ablagerungen: im Basalttuffe von Böttingen, eine Stunde östlich Münsingen, liegen trefflich erhaltene Blattreste (Cinnamomum u. a.), welche mit der Oeninger Flora übereinstimmen. Reichlicher wurden Pflanzen und Insekten bekannt aus den Mergelschiefern des Randecker Maares oberhalb Kirchheim [2]); dieselben stimmen ebenfalls mit den Oeninger Arten überein. Auch diese obermiocänen Bildungen lagern unmittelbar auf dem Weissen Jura auf.

Eine ganz isolierte Ablagerung von obermiocänem Süsswasserkalke treffen wir im Thalsberge bei Engelswies an, 8 km südwestlich von Sigmaringen, auf dem Plateau der badischen Alp gelegen [3]). Die porösen, an der Luft erhärtenden Kalksteine der Brüche

[1]) F. Schalch, Ueber einige Tertiärbildungen der Umgebung von Schaffhausen, im N. Jahrb. Min. 1881, II. Bd., S. 64 ff.

[2]) K. Endriss, Geologie des Randecker Maares und des Schopflocher Riedes, in Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. XLI, S. 119. Berlin 1889.

[3]) J. Schill, Die Tertiär- und Quartärbildungen des Landes am nördlichen Bodensee und im Höhgau, in württemb. naturwissensch. Jahreshefte, XV. Jahrg.

in dem kleinen Hügel bei Engelswies eignen sich vortrefflich zu Bau- und Hausteinen und versorgen die ganze Gegend; das Liegende der tertiären Kalke ist zwar nicht unmittelbar aufgeschlossen, gehört aber nach den nahebei anstehenden Jura-Schichten unzweifelhaft dem obersten Weissen Jura, den Plattenkalken, an. Wie gewöhnlich ist die Mollusken-Fauna dieses einstigen kleinen Süsswassersees arm an Arten, aber ausserordentlich reich an Individuen, und zwar sind die Schnecken meist eingekapselt in der Form von „Mumien“, in derselben Weise, wie man jetzt am Ufer des Bodensees tote Schneckengehäuse völlig inkrustiert mit einem dicken Kleide von Kalkalgen aufsammeln kann; diese „Kalkpuppen“ oder Mumien liegen vorwiegend in den weicheren Kalkmergel-Bänken, die sich zwischen die mächtigen Kalksteine einschalten; die aufgeschlossene Mächtigkeit der ganzen Tertiärschichten im Thalsberge beträgt jetzt 10—12 m. Unter den Mollusken herrscht an Menge bei weitem vor die Melania Escheri Mer.; sodann kommen vor: Melanopsis Kleinii Kurr., Neritina crenulata Klein, Limnaeus sp., Helix subvermiculata Sdbg. Die oberen Kalkschichten enthalten Blattabdrücke von

Glyptostrobus europaeus Heer.
Cinnamomum polymorphum A. Braun.
— Rossmässleri Heer.

Wichtig sind die trefflich erhaltenen Zähne von Landsäugetieren, die in den mittleren Kalkmergel-Bänken der Brüche im Thalsberge liegen: die beste Auswahl derselben findet man in der Fürstenbergischen Sammlung in Donaueschingen:

Mastodon angustidens Cuv., acht Stück Backzähne in der Sammlung zu Donaueschingen.
Rhinoceros (Aceratherium) incisivus Kaup.
— — minutus Cuv.
— — Goldfussi Kaup.
Anchitherium aurelianense Blainv.
Dorcatherium Naui Kaup (= D. Vindobonense H. v. Meyr. und = Hyaemoschus crassus Lart.).
Palaeomeryx Bojani H. v. Meyr.
— Kaupii H. v. Meyr.

Von dem Pferde, dem Anchitherium, wurden auch Knochen, und zwar Fussknochen, gefunden. Die Fauna und Flora giebt der Süsswasser-Ablagerung vom Thalsberge bei Engelswies ein obermiocänes Alter.

Das berühmte obermiocäne Süsswasserkalk-Becken von Steinheim liegt kesselförmig eingesenkt auf dem Plateau der schwäbischen Alp, auf dem Albuch, 6 km westlich von Heidenheim an der Brenz; jedenfalls ist dieser Kessel ehemals eine vulkanische Ausbruchstelle, ein Maar gewesen, zur selben Zeit gebildet wie das Ries, wie das

S. 23. Stuttgart 1858. — K. Zittel, Geologische Beschreibung der Umgebungen von Möhringen und Mösskirch. S. 42. Karlsruhe 1867.

Randecker Maar und wie die übrigen Basalt- und Phonolith-Kegel auf der schwäbischen Alp und im Hegau, nämlich zur obermiocänen Zeit; das Maar wurde durch üppig wuchernde Kalkalgen und durch massenhaft angehäufte Süsswasserschnecken mit losen Sanden und mit festen Kalken der obermiocänen Stufe ausgefüllt; auch Süsswasserfische und Reste von Landsäugetieren sind häufig in den Schichten eingeschlossen.

Rings um die 12—15 m mächtigen obermiocänen Süsswasserschichten zieht sich, wie um den einige Meilen weiter nach Nordosten gelegenen, bedeutend grösseren Rieskessel, ein Schuttwall von zertrümmerten und verstürzten Jura-Schichten: während man von Heidenheim oder von jeder anderen Seite her dem Steinheimer Becken sich nähernd über das Plateau des obersten Weissen Jura schreitet, trifft man hier in der Umrandung des einstigen Maares zerstückte Reste aller Jura-Stufen bis hinab in den Liasmergel; ebenso besteht der in der Mitte des Beckens ca. 30 m hoch aufragende Klosterberg aus verstürzten Schollen des Weissen, Braunen und Schwarzen Jura.

Obwohl noch eine genaue geologische Aufnahme des Steinheimer Beckens fehlt, so ist doch schon aus dem von J. Hildenbrand [1]) entworfenen Kärtchen des Klosterberges die ungemein verworfene Lagerung der Jura-Schollen im Innern des Steinheimer Beckens zu erkennen; wahrscheinlich steht diese Zerstückelung und Verstürzung der Untergrundschichten mit der vulkanischen Entstehung des Steinheimer Maares zusammen. Jedoch sind auch jüngere Bewegungen zu erkennen, da die obermiocänen Schichten im Steinheimer Becken nicht mehr sohlige Lagerung besitzen, sondern mit 20—30° der Peripherie des Beckens zufallen.

Die obermiocänen Sande, Kalktuffe und Kalksteine erfüllen zum grossen Teile den Steinheimer Kessel, der einen Durchmesser von 3 bis 4 km in der Horizontalebene besitzt und 533 m über dem Meere oder ca. 100 m über der Donau beim Einfluss der Brenz liegt. Die Schichten sind erfüllt von Millionen von Individuen einer kleinen Süsswasserschnecke, der Planorbis multiformis Bronn, welche nach ihrer mannigfaltigen Formentwicklung, die sie im Steinheimer Becken zeigt, von F. Hilgendorf in 19 Varietäten unterschieden wurde; zugleich konnte Hilgendorf für die Mehrzahl der Varietäten nachweisen, dass dieselben durch Uebergänge miteinander in fortlaufenden Reihen verbunden sind, und dass die in den unteren Schichten liegenden Varietäten dieser Planorbis in den oberen Schichten des Steinheimer Beckens nicht mehr vorkommen; es konnten demnach hier für eine reich entwickelte Artengruppe die Uebergänge einer Varietät in eine andere durch die übereinanderliegenden Schichten, also nach ihrer zeitlichen

[1]) Die Begleitworte zu dem Blatt Heidenheim der geognostischen „Spezialkarte“ von Württemberg im Massstabe 1 : 50.000 (Stuttgart 1868) sind zwar von O. Fraas geschrieben; das Blatt Heidenheim ist aufgenommen von H. Bach und O. Fraas. Aber die den Begleitworten des Blattes Heidenheim beigegebene „Geognostische Karte des Klosterbergs im Steinheimer Tertiärbecken“ im Massstabe 1 : 10,000 ist „unter Anleitung und Kontrolle des Prof. Dr. von Quenstedt und des Hauptmanns Bach geognostisch untersucht von J. Hildenbrand“.

Entwickelung, verfolgt werden, ein für die Descendenz-Theorie äusserst wertvolles Resultat [1]).

Ausser dieser das Gestein oft ganz allein bildenden Planorbis multiformis mit ihren mannigfaltigen Varietäten wurden aus dem Steinheimer Becken noch die folgenden Schnecken bekannt:

Gillia utriculosa Sdbg., eine Süsswasserschnecke, in allen Schichten sehr häufig.
Limnaeus socialis Schbl., selten.

Patula (Helix) euglyphoides Sdbg.	eingeschwemmte Landschnecken, nicht häufig.
Helix carinulata Klein.	
— insignis Schbl.	
— sylvestrina Ziet.	
Clausilia suturalis Sdbg.	
Pupa antiqua Schbl.	
suevica Sdbg.	

Eine ungeheure Menge von Kalkalgen (Chara-Stengel und -Samen) erfüllt alle Schichten des Beckens; dagegen sind Blattabdrücke selten. Eine grosse Anzahl von Taschenkrebsen (Ostracoden) kommen vor. Von Fischen, Schildkröten, Vögeln und eingeschwemmten Resten von Landsäugetieren sind die folgenden beschrieben worden [2]):

Cyprinus gibbus H. v. Meyr., ein Karpfen.
Tinca micropygoptera Ag., eine Schleie.
Leuciscus gracilis Ag., ein Weissfisch.
— Hartmanni Ag.
Barbus Steinheimensis Quenst., eine Barbe.
Esox lepidotus Ag., ein Hecht.
Rana rara Fraas, ein Frosch.
Coluber Steinheimensis Fraas, eine Natter.
Naja suevica Fraas, eine Viper.
Testudo antiqua Bronn, eine Landschildkröte.
Chelydra Murchisonae Bell. } Süsswasser-Schildkröten.
— Decheni H. v. Meyr. }

[1]) Fr. Hilgendorf, Planorbis multiformis im Steinheimer Süsswasserkalk. Ein Beispiel von Gestaltveränderung im Laufe der Zeit; in Sitzungsber. Berlin. Akad. Wissensch., 1866, S. 474—504, mit einer Tafel. — Fr. Sandberger glaubte den Resultaten der Hilgendorfschen Untersuchung widersprechen zu müssen; nachdem er aber selbst wieder „mehrere Stunden" an Ort und Stelle zugebracht, gab er zu, dass die Hauptreihe, nämlich sein Carnifex multiformis (Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt S. 637) mit neuen Varietäten, in der That dem Hilgendorfschen Gesetze folgt: „In den unteren Schichten herrschen die dambrett-ähnlichen Varietäten vor, dann erlangen die mittelhohen und schliesslich die kreiselförmigen das Uebergewicht." Auch Hyatt bestätigte im wesentlichen die Resultate der Hilgendorfschen Untersuchung (Memoirs of the Boston Soc. of nat. hist. 1880 mit 9 Tafeln) und tritt entschieden für den gemeinsamen Ursprung der Varietäten des Planorbis multiformis von Steinheim ein. — Vergl. auch die Artikel von Hilgendorf und Sandberger im XXIX. Bande der Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch. Berlin 1877.

[2]) Oskar Fraas, Die Fauna von Steinheim. Mit Rücksicht auf die miocänen Säugetier- und Vogelreste des Steinheimer Beckens. Mit 11 Tafeln. Stuttgart 1870.

Propseudopus Fraasii Hilgdf. [1]), eine Eidechse.
Anas atava Fraas, eine Ente.
— cygniformis Fraas.
Pelecanus intermedius Fraas, ein Pelikan.
Ibis pagana Miln. Edw., ein Ibis.
Ardea similis Fraas, ein Reiher.
Paloelodus gracilipes Miln. Edw., ein flamingo-artiger Strandläufer.
Mastodon sp.
Rhinoceros incisivus Kaup.
— minutus Cuv.
Tapirus suevicus Fraas.
Chalicotherium Goldfussi Kaup.
Anchitherium aurelianense Blainv., das miocäne Pferd.
Hyopotamus Steinheimensis Fraas.
Dorcatherium Naui Kaup (= Hyaemoschus crassus Fraas).
Palaeomeryx furcatus Hens., vollständiges Skelett eines miocänen Hirsches.
Lutra Valetoni Geoffr., eine Fischotter.
Amphicyon major Blainv.
Viverra Steinheimensis Fraas.
Plesiosorex soricinoides Blainv. (= Parasorex socialis H. v. Meyr. und Fraas).
Lagomys (Myolagus) Meyeri Tschudi, ein Pfeifhase.
Myoxus Sansaniensis Lart., ein Eichhörnchen.
Cricetodon minor Lart., eine Maus.
Chalicomys Jaegeri Kaup., ein Biber.

Auch diese Fauna weist der obermiocänen Zeit auf der schwäbischen Alp ein subtropisches Klima zu; bemerkenswert sind in dieser Beziehung besonders die sonst so seltenen Reste von Vögeln: die Pelikane, Ibisse, Störche und Reiher von Steinheim besitzen jetzt ihre Verwandten in den Mittelmeerländern, vor allem in dem Nillande.

Noch deutlicher als das Steinheimer Maar trägt das Ries bei Nördlingen zwischen der schwäbischen und bayerischen Alp die Spuren seiner vulkanischen Entstehung an sich; nachdem in diesem grossen Explosionskessel die trachytischen Eruptionen beendigt waren, füllte sich das ganze Maar zur obermiocänen Zeit mit einem Süsswassersee; ältere Tertiärschichten sind hier ebensowenig wie in dem Steinheimer Becken vorhanden. Auf der Unterlage von Gneiss- und Granit-Gesteinen und auf den verstürzten Jura-Stufen der Ries-Umrandung lagerten sich zur obermiocänen Zeit Süsswasserschichten ab, und zwar in der Ebene des Ries zumeist hellgraue bis dunkle Thone, Mergel, mergelige Kalksandsteine und Sande mit Braunkohlen; die letzteren werden stellenweise, so bei Bettendorf und bei Dürrenzimmern, 2—3 m mächtig, enthalten aber zu viel entzündliche Gase und Schwefelkies, um abbaufähig zu sein. An den Rändern des Ries-Kessels wurden Kalkschichten abgelagert,

[1]) Aufgestellt von Fr. Hilgendorf in Sitzungsber. Gesellsch. naturforsch. Freunde in Berlin am 16. Oktober 1883, S. 139 ff.

zum Teil wohlgeschichtete Kalksteine, wie in den Steinbrüchen bei Schmähingen und Oettingen, zum anderen Teil aber als Kalktuffe und Kalksinter, poröse Massen, welche offenbar über Pflanzen aus warmen Quellen zum Absatz gelangten; die wohlgeschichteten Süsswasserkalke sind vorwiegend aus zahllosen Hydrobien- und Cypris-Schalen zusammengesetzt; vereinzelte Landschnecken wurden in den See und in die Quellabsätze eingeschwemmt [1]).

Die Mächtigkeit der Tertiärschichten im Ries ist verschieden; in der Mitte wächst dieselbe bis auf 30 und 40 m; hier lagern die Ablagerungen annähernd horizontal, während in den Randzonen des Kessels auch in den Tertiärschichten Störungen vorkommen. Der grösste Teil der tertiären Ablagerungen wird überdeckt mit diluvialem Lehm und mit den alluvialen Anschwemmungen der von Nord nach Süd den Ries-Kessel durchströmenden Wörnitz und ihrer Zuflüsse. Der Durchmesser des Beckens beträgt durchschnittlich 19 km; das Niveau des flachen, wenig hügeligen Landes liegt ca. 430 m über dem Meeresspiegel.

Die fossilen Reste aus den Süsswasserkalken des Ries bestehen nur aus wenig Arten:

Hydrobia trochulus Sdbg., massenhaft.
Helix platychelodes Sdbg. } häufig.
Pupa Noerdlingensis Klein. }
Helix sylvana Klein. }
— nummulina Ch. Mayr. } selten.
Pupa quadridentata Klein. }
Melanopsis Kleinii Kurr. }
Testudo risgoviensis Fraas, eine Landschildkröte.
Pelecanus intermedius Fraas, ein Pelikan.
Paloelodus gracilipes Miln. Edw., ein flamingo-artiger Strandläufer.
Knochenreste von Nagern, Pfeifhasen (Lagomys), Mäusen und Insektenfressern (Plesiosorex).

Der Umstand, dass die häufigen Schneckenarten dieser Kalke (Hydrobia trochulus, Helix platychelodes und Pupa Noerdlingensis) dem Ries eigentümlich sind und an anderen Orten nicht vorkommen, beweist die örtliche Trennung des Süsswassersees im Rieskessel von anderen Wasserflächen; dagegen sind andere im Ries auftretende Arten, wie Helix sylvana, H. nummulina, Pupa quadridentata und Melanopsis Kleinii, weit verbreitet in der oberen Süsswassermolasse und Leitformen der obermiocänen Stufe. Die beiden Wasservögel, Pelikan und Flamingo, haben wir von Steinheim kennen gelernt.

---

[1]) Die Profile der Bohrungen auf Braunkohlen im Ries siehe in: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg, Atlasblätter Bopfingen und Ellenberg, S. 13—15. Stuttgart 1877. — Ausser auf diesen beiden württembergischen Karten im Massstabe 1 : 50,000 ist das Ries auch dargestellt auf den Blättern Nördlingen und Ansbach der Geognostischen Karte des Königreichs Bayern, herausgegeben von C. W. v. Gümbel im Massstabe 1 : 100,000, nebst kurzen Erläuterungen. Kassel 1888 und 1891. — Die mannigfaltigen und interessanten geologischen Verhältnisse des Rieskessels und seiner Umgebung verdienten wohl eine monographische Bearbeitung.

Ebenso isolierte Süsswasserschichten aus der obermiocänen Zeit sind diejenigen bei Georgensgmünd, einem Marktflecken am Ausfluss der fränkischen Rezat in die Rednitz gelegen, und bei Pleinfeld, 10 m oberhalb Georgensgmünd an der schwäbischen Rezat: in dieser Gegend Mittelfrankens nördlich der bayerischen Alp lagern eine Anzahl jetzt getrennter Süsswasserablagerungen, von denen diejenige von dem 380 m hohen Bühl bei Georgensgmünd durch ihren Reichtum an obermiocänen Landsäugetierresten und durch deren Beschreibung von Hermann von Meyer [1]) am bekanntesten geworden ist.

Betreffs der geologischen Lagerung der zwischen Georgensgmünd und Pleinfeld zerstreuten Süsswasserablagerungen ist bemerkenswert, dass hier die obermiocänen Schichten nicht wie allgemein im schweizerischen und schwäbischen Jura auf dem obersten Weissen Jura abgesetzt wurden, sondern auf dem Keuper, und zwar im Norden bei Georgensgmünd auf dem mittleren Bunten Keuper und im Süden bei Pleinfeld auf der nächstjüngeren Keuperstufe, dem Stubensandstein des oberen Bunten Keupers. Wir müssen hieraus schliessen, dass in dieser Gegend von Mittelfranken bereits zur obermiocänen Zeit das ganze Jura-System fortgewaschen war. Die Erosion und Denudation der nördlichen Abhänge der jurassischen Alpplateaus sind demnach langsamer fortgeschritten, als gewöhnlich angenommen wird.

Das folgende Profil der obermiocänen Süsswasserablagerungen am Bühl bei Georgensgmünd giebt Gümbel in den Erläuterungen zum Blatt Neumarkt (1888, S. 40), von oben nach unten:

1) Unter der Lehmdecke liegt zunächst ein weicher, etwas eisenschüssiger Tuffkalk, untermengt mit knolligen, festeren Konkretionen in mehreren unregelmässig geschichteten Lagen, 2 m mächtig.

2) Darunter folgt ein erdig-bröckeliger Tuffkalk mit Zwischenlagen von knolligem Kalk, einzelne Knochen enthaltend, 1,5 m mächtig.

3) Luckig-poröser Kalk, zum Teil mit schwarzen Mangan- und Eisenausscheidungen, bildet die ungefähr 2 m mächtige Steinbruchsbank, welche die von H. v. Meyer beschriebene Säugetierfauna beherbergt.

4) Ein weicher erdiger graulich-weisser Kalktuff bietet ein minder gutes Baumaterial, 2 m mächtig.

5) Das zu tiefst aufgeschlossene Lager besteht aus einem 1,75 m mächtigen porösen Kalk mit zahlreichen Landschnecken, und zwar: Patula supracostata Sdbg., Helix coarctata Klein, H. sylvana Klein, Pupa subfusiformis Sdbg. und Glandina inflata Reuss var. porrecta Gobanz.

Die eingeschwemmten Reste von Landsäugetieren vom Bühl bei Georgensgmünd gehören den folgenden Arten an:

Dinotherium giganteum Kaup. [2]).
Mastodon angustidens Cuv.

---

[1]) H. v. Meyer, Die fossilen Zähne und Knochen und ihre Ablagerung in der Gegend von Georgensgmünd in Bayern, mit 14 Tafeln. Frankfurt am Main 1834.

[2]) Zuerst von Georgensgmünd beschrieben als D. bavaricum von H. v. Meyer in Nova Acta Acad. Leopold. Carol. vol. XVI pars II, pag. 487. Vgl. O. Weinsheimer, Ueber Dinotherium giganteum Kaup, in Paläotonlog. Abhandlungen, I. Bd.,

Rhinoceros incisivus Kaup.
Anchitherium aurelianense Blainv., das miocäne Pferd.
Palaeomeryx Bojani H. v. Meyr., eine miocäne Hirschart.
Hyotherium Soemmeringi H. v. Meyr., ein Suide.
Amphicyon sp.
Testudo sp.

Durch die obermiocäne Leitform Helix sylvana, sowie durch den Charakter der übrigen Fauna schliessen sich die Süsswasserablagerungen bei Georgensgmünd eng an die obermiocänen Süsswasserbildungen der schwäbischen Alp an.

Wir haben endlich ganz im Osten der bayerischen Alp bei Regensburg obermiocäne Süsswasserschichten zu erwähnen, welche hier wie zum Teil auf der schwäbischen Alp direkt dem obersten Weissen Jura auflagern; in Braunkohlenthonen bei Undorf, nördlich von Regensburg, bereits weit im Jura-Gebiet gelegen, findet man die typische Fauna der „Sylvana-Kalke", wie wir sie vom Hochsträss bei Ulm kennen lernten: Helix sylvana Klein, H. inflexa Klein, H. osculum Thom. var. Giengensis Krauss, Limnaeus dilatatus Noul., Planorbis cornu Brong., Ancylus deperditus Klein; ebenso Zähne von Landsäugetieren: Mastodon angustidens Cuv., Rhinoceros incisivus Kaup, Anchitherium aurelianense Blainv., Palaeomeryx Bojani H. v. Meyr., Hyotherium Soemmeringi H. v. Meyr. und andere; auch Reste von Fischen, Schlangen, Krokodilen und Schildkröten. Ueber diesen auf dem Jura-Plateau nördlich von Regensburg ziemlich verbreiteten obermiocänen Braunkohlenthonen lagern Sande, Kiese und Thone in grosser Ausdehnung, Schichten, welche wohl der pliocänen Stufe angehören.

Dagegen sind in den Thälern südlich von Regensburg und südlich der Donau durch Nieder-Bayern bis nach Passau hin gerade ebenso wie südlich von Ulm und bei Günzburg die älteren Molassestufen unter der mächtigen Diluvialdecke häufig angeschnitten [1]): die untermiocäne Meeresmolasse mit Ostrea crassissima Lam., mit Bryozoen und mit zahlreichen anderen marinen Mollusken; bei Bleichenbach in Nieder-Bayern fand sich in diesen Schichten auch der ziemlich gut erhaltene Kopf von Squalodon Bariensis Jourd. Darüber lagern die brackischen mittelmiocänen Molassesandsteine und Mergel mit einer Cardien-Fauna wie bei Ober-Kirchberg südlich von Ulm.

Wir erkennen aus diesen Lagerungsverhältnissen der miocänen Schichten bei Regensburg, dass das Schweizer Molassemeer der untermiocänen Zeit sich durch das Hegau, über den Bodensee und durch die ganze oberbayerische Hochebene bis hinab nach Passau ausdehnte, jedoch nur an der oberen Donau bis nach Ulm den Südrand des Jura-Plateaus der Alp überschritten hatte; ebensoweit scheinen sich die

Heft 3, Berlin 1883, S. 66. — Dinotherium giganteum liegt im Mainzer Becken in den unterpliocänen Sanden, findet sich aber in Südfrankreich (Sansan, Gers-Dep.) schon im Mittelmiocän.

[1]) L. v. Ammon, Die Fauna der brackischen Tertiärschichten in Nieder-bayern, in den Geognostischen Jahresheften der königl. bayer. Landesuntersuchung, 1. Jahrg., S. 1—22, mit 1 Tafel. Kassel 1887.

mittelmiocänen brackischen Molassen (Ober-Kirchberg), nämlich vom Schienerberg bei Oeningen über das Hochsträss bei Ulm und südlich des Donauthales bis nach Passau zu verbreiten. Die obermiocänen Süsswasserschichten jedoch lagern nur nördlich vom Rhein (Oeningen) und vom Bodensee und nördlich der Donau (Sylvana-Kalke auf dem Hochsträss), dann in den isolierten Becken von Steinheim, im Ries und von Georgensgmünd, endlich nördlich von Regensburg, und zwar im Westen auf den mittelmiocänen brackischen Molassesandsteinen, in den nördlichen und östlichen Gebieten der Alp aber direkt auf dem Jura-Plateau.

c. Die tertiären Ablagerungen in der oberrheinischen Tiefebene, im Vogelsberg und in der Rhön.

(Vergleiche die Uebersichtstafel X.)

1) Obereocäne Schichten.

Buchsweiler Süsswasserkalk.

Zur eocänen Zeit war das südwestliche Deutschland ein Kontineut, dessen Oberfläche vorherrschend von einer mächtigen jurassischen Decke eingenommen wurde; die Faltungen des Schweizer Jura und die oberrheinische Tiefebene existierten noch nicht. Dagegen lagen die Alpen zur eocänen Zeit tief eingetaucht unter das Meer, in welchem sich Nummulitenkalke und Flyschgesteine [1]) ablagerten. Bis in die unteroligocäne Zeit dauerten die Flyschbildungen in ihrer durchaus südlichen mediterranen Facies an, da am Nordrande der Alpen wie im südwestlichen Deutschland als unterste Molasse erst mitteloligocäne Meeresschichten mit einer reichen marinen Mollusken-Fauna von nordischem Charakter erscheinen; die Grenze grosser Veränderungen liegt demnach für den Oberrhein und für den Alpenrand zwischen dem Unteroligocän und dem Mitteloligocän [2]).

Zur Zeit des südlichen Flyschmeeres entstand auf dem nördlichen jurassischen Kontinent in einem Süsswassersee der obereocäne Kalk-

[1]) „Flysch heisst in unseren Alpen, zunächst im Simmenthal, ein schieferiges Gestein und ist wohl identisch mit dem norddeutschen Flöz und dem skandinavischen Fleeze", B. Studer, Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz. S. 82. Bern 1872. Die Bezeichnung „Flysch" wurde von Bernhard Studer im Jahre 1827 zunächst für die Simmenthaler Schiefer in die geologische Wissenschaft eingeführt. Jetzt werden mit diesem Namen die dunklen Kalkthonschiefer, Dachschiefer (Glarner Schieferbrüche), Thonschiefer, Kalksandsteine, Breccien und Konglomerate der nördlichen Kalkalpen benannt, welche in grosser Mächtigkeit teils unter, teils zwischen, teils über Nummulitenkalken liegen und der eocänen, zum kleineren Teil auch der unteroligocänen Zeit angehören. In der Regel enthalten die Flyschschiefer nur sogen. Fucoiden, selten eocäne Fische (Matt im Sernfthale, Glarus, vergl. O. Heer, Die Urwelt der Schweiz, 2. Aufl., S. 248. Zürich 1879).

[2]) Es wäre daher praktischer, die unteroligocänen Schichten (Gips vom Montmartre in Paris) noch zur eocänen Stufe zu rechnen, um so mehr als auch die Säugetiere des Unteroligocäns (Paläotherien und Anoplotherien) noch einen eocänen Charakter tragen.

mergel des Bastberges bei Buchsweiler im Unter-Elsass. Der Untergrund des Sees bestand aus dem oberen Braunen Jura (siehe oben Profil 115, S. 527); auf demselben lagerten sich zunächst ca. 15 m mächtige Thone und Mergel mit Braunkohlen ab, dann folgt der fossilreiche Kalkstein, zuweilen oolithisch, oft mergelig und weich, kreideartig werdend, in einer Mächtigkeit bis zu 20 m. Diesen Süsswasserkalk bedecken auf dem Gipfel des Grossen Bastberges (329 m über dem Meer) mächtige Konglomerate, lose angehäufte Jura-Gerölle, welche nahe dem Strande im mitteloligocänen Meere (Alzeyer Meeressand) sich ablagerten.

Der Buchsweiler Süsswasserkalk [1]) ist erfüllt mit Steinkernen von

Paludina (Vivipara) Hammeri Defr.
Euchilus Deschiensianum Desh.
Planorbis pseudoammonius Schlth.

Ausserdem finden sich, zuweilen noch mit erhaltener Schale:

Planorbis Chertieri Desh.
Limnaeus Michelini Desh.
Glandina (Oleacina) Cordieri Desh.
Cionella formicina Rouis.
Azeca Böttgeri Andr.
Pupa Buxovillana Andr.
Clausilia densicostulata Sdbg.
Helix laxecostulata Sdbg.
Pomatias (Cyclostoma) Sandbergeri Noul.
Strophostoma striatum Desh.

Von den Buchsweiler Säugetierresten sind die von Cuvier und Blainville beschriebenen Lophiodonten berühmt geworden; in dem Süsswasserkalk stecken nicht selten Zähne und Kieferstücke von

Lophiodon tapiroides Cuv.
— Buxovillanum Cuv.

Dazu sind vorgekommen:

Propalaeotherium Argentonicum Cuv.
Cebochoerus anceps Gerv.
Panzerbruchstück einer Schildkröte.

Die vorherrschende Fauna des Buchsweiler Kalkes sind Süsswasserschnecken; einige Landschnecken und die genannten Wirbeltierreste wurden in den Süsswassersee eingeschwemmt. Diese Tierreste lassen den Buchsweiler Süsswasserkalk in die obereocäne Stufe (siehe oben S. 550 die V. Fauna der Säugetiere) einreihen.

Derselben obereocänen Zeit gehören die Thone, Mergel und Kalke von Dauendorf 14 km östlich von Buchsweiler an; von hier wurde auch ein Zahn von Lophiodon tapiroides Cuv. bekannt. In der Nähe von Dauendorf im Unter-Elsass kommen noch einige Reste der Süss-

[1]) A. Andreae, Der Buchsweiler Kalk und gleichalterige Bildungen am Oberrhein, in Abhandl. zur geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen, II. Bd. Strassburg 1884. — Siehe auch oben S. 347, Anm. 1.

wasserschichten mit Planorbis pseudoammonius bei Neuburg, Bitschhofen, Mietesheim, Morschweiler und Bernhardsweiler vor. Wahrscheinlich hatte der Buchsweiler Süsswassersee ursprünglich eine grössere Ausdehnung auf dem jetzt zerstückten Jura-Plateau und sind diese verschiedenen Ablagerungen im Unter-Elsass Denudationsreste einer zur obereocänen Zeit zusammenhängend abgesetzten Schichtendecke.

Auch ist eine ehemalige Verbindung des obereocänen Süsswassersees im Unter-Elsass anzunehmen mit dem einzigen gleichartigen Vorkommen auf der rechten Rheinseite in der Kraichgauer Senke zu Ubstatt und Malsch nahe bei Langenbrücken [1]): hier lagern auf dem unteren Brauuen Jura plattige Kalksandsteine mit Steinkernen von den Buchsweiler Süsswasserschnecken: Planorbis pseudoammonius, Euchilus Deschiensianum und andere; dazu wurden hier Fischschuppen, Krokodilzähne und Schildkrötenreste gefunden.

Endlich erwähnt A. Andreae noch eines Vorkommens für den Buchsweiler Süsswasserkalk in dem Schweizer Jura im Kanton Solothurn zwischen Hobel und Gempen auf dem Weissen Jura-Plateau 10 km südlich von Basel; von diesem Fundorte liegt in der Greppin'schen Sammlung (jetzt in Strassburg) ein oolithischer Kalk voller Planorbis pseudoammonius [2]).

2) Unteroligocäne Schichten.

Melanienkalke von Klein-Kems und Brunnstatt.

Aus der nächstfolgenden unteroligocänen Stufe sind im Süden der oberrheinischen Tiefebene Kalkablagerungen bekannt, und zwar rechtsrheinisch auf den Oxfordkalken des Isteiner Klotzes bei Klein-Kems am Rhein, 20 km unterhalb Basel, linksrheinisch im Sundgau, in dem hügeligen Tertiärgebiete zwischen Mülhausen, Altkirch und Sierenz [3]).

Steigt man von Klein-Kems nördlich vom Isteiner Klotz über die Oxfordkalke hinauf zum Plateau von Blansingen, so trifft man in den Weinbergen zunächst über dem Jura-Kalke rote, fette Bohnerzthone, dann mergelige Tertiärkalke von 12—15 m Mächtigkeit, in denen Melanien, und zwar Melania albigensis Noul., ziemlich häufig vorkommen; seltener sind einige andere Süsswasserschnecken: Melanopsis Mansiana Noul., Valvata circinata Mer., Planorbis patella Sdbg., Limnaeus marginatus Sdbg., Neritina brevispina Sdbg., Hydrobia indifferens Sdbg., und einige eingeschwemmte Landschnecken:

[1]) C. Deffner und O. Fraas, Die Jura-Versenkung bei Langenbrücken, im N. Jahrb. Min., 1859, S. 35. — W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, S. 498. Strassburg 1881. — Fr. Sandberger, Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 221. Wiesbaden 1870—1875.

[2]) A. Andreae, a. a. O. 1884, S. 18. — J. B. Greppin, Jura bernois 1870, erwähnt dieses Vorkommens nicht; dagegen Albert Müller, Geognostische Skizze des Kantons Basel, S. 30, in Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, I. Bd. Neuenburg 1862.

[3]) A. Andreae, Der Melanienkalk oder Brunnstatter Kalk, in Abhandl. zur geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen, II. Bd. Strassburg 1884. — B. Förster, Die Gliederung des Sundgauer Tertiärs, in Mitteil. der geolog. Landesanstalt von Elsass-Lothringen. I. Bd., S. 137 ff. Strassburg 1888.

Auricula alsatica Mer., Auricula striata Först., Cyclostoma mumia Lam. Sehr rasch verschwinden diese Melanienkalke unter einer mächtigen Diluvialdecke. Einige Kilometer weiter nördlich bei Rheinweiler und Bamlach stehen Thone mit Gips an, die wohl über dem Melanienkalke dem Alter nach folgen. Da auf dem ganzen Jura-Plateau vom Isteiner Klotz bis nach Kandern hinüber unter dem Diluvium an vielen Stellen die mitteloligocänen marinen Kalksandsteine mit Natica crassatina und Konglomerate zu Tage treten, so nimmt Sandberger die Ueberlagerung der Meeresschichten über den genannten unteroligocänen Süsswasserschichten an; eine genauere Aufnahme dieser Gegend fehlt noch.

Im Sundgau sind die unteroligocänen Melanienkalke schon lange Zeit bekannt aus den Steinbrüchen von **Brunnstatt**, einem Vororte von Mülhausen, südwestlich vor den Thoren der Stadt gelegen; die Unterlage dieser Kalke wurde bei Mülhausen durch Bohrungen als fossilarme, sehr mächtige blaugraue Mergel erkannt; jedoch ist bei Morvillars, südlich von Belfort, 35 km südwestlich von Mülhausen, ein Rest von Melanienkalk bekannt, der unmittelbar dem Weissen Jura auflagert[1]). In dem ganzen hügeligen Gebiete des Sundgaues zwischen Mülhausen, Altkirch und Sierenz ist der Melanienkalk vorhanden und an vielen Orten aufgeschlossen in den tieferen Thaleinschnitten, in der Regel bedeckt von Diluvium; die Mächtigkeit der Kalke und Kalksandsteine mit Melanien beträgt 15—20 m. Die leitende Süsswasserschnecke, Melania albigensis Noul., ist überall häufig, während Melania muricata Wood nur an einzelnen Orten (Brunnstatt, Riedisheim), aber alsdann in grosser Menge erscheint. Aus der Fauna des Sundgauer Melanienkalkes erwähnen wir die folgenden Arten:

Melania albigensis Noul.
— muricata Wood.
Melanopsis Mansiana Noul.
Valvata circinata Mer.
Nystia polita Edw.
Limnaeus politus Mer.
— marginatus Sdbg.
Planorbis patella Sdbg.
Hydrobia indifferens Sdbg.
Cyclostoma (Megalomastoma) mumia Lam.
Auricula alsatica Mer.
Ueberreste von Schildkröten (Testudo Laurae Först.).
Palaeotherium medium Cuv., ein Unterkiefer und Zähne von Brunnstatt und Rixheim.

Auch eine grosse Anzahl von Insekten wurde von B. Förster aus den plattigen Steinmergeln bei Brunnstatt beschrieben[2]) und aus denselben Schichten eine Anzahl von Pflanzenresten bestimmt[3]).

---

[1]) J. Delbos et J. Koechlin-Schlumberger, Description géologique et minéralogique du Dép. du Haut-Rhin (Ober-Elsass), II. Bd., S. 38. Mülhausen 1867.

[2]) In Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass Lothringen, III. Bd., 5. Heft. Strassburg 1891.

[3]) B. Förster, Die Gliederung des Sundgauer Tertiärs, S. 167, a. a. O. Strassburg 1888. — In dieser Arbeit stellt B. Förster die oberen Melanienschichten von

Im Süden des Mülhauser Tertiärgebietes nimmt der Sandgehalt der Melanienkalke zu und es wechsellagern mergelige Kalkbänke mit Kalksandsteinen; aus den Sandsteinen der Brüche von Nieder-Spechbach bei Illfurth hat einst O. Heer[1]) eine Anzahl von Pflanzenresten beschrieben. Auch ein schwaches Lager von Braunkohle liegt hier bei Illfurth im Melanienkalke eingeschaltet.

Ebenso wie drüben im Badischen bei Bamlach, so folgt auch hier bei Mülhausen wahrscheinlich über dem Melanienkalk eine Ablagerung von Thonmergeln mit Gipsbänken, welche bei Zimmersheim, 4 km südöstlich von Mülhausen, auf dem Plateau liegen; die sichtbare Mächtigkeit dieser grauen Thonletten und Gipslager beträgt 17 m; Versteinerungen kamen in diesen Schichten bei Zimmersheim nicht vor.

Im Süden des Sundgaues sind Melanienkalke bekannt aus der Umgegend von Delsberg im Berner Jura[2]); Fr. Sandberger führt aus diesen grauen, mergeligen Kalksteinen die Leitform der Brunnstätter Kalke an, nämlich Melania albigensis Noul. (= M. Escheri var. Laurae Sdbg.) von Vermes, einem Orte, der 11 km südöstlich von Delsberg liegt. Bekanntlich sind im Tertiärbecken von Delsberg auch die mitteloligocänen Meeressande vorhanden; ich sammelte nahe südlich von Delsberg in gelben, lettigen Sanden zahlreiche Austern (Ostrea cyathula Lam.) dieser Stufe.

Die Fauna der Melanienkalke (Palaeotherium medium) und ihre Lagerung weisen diese Schichten in die unteroligocäne Stufe; obereocäne Bohnerze lagern unter denselben (bei Klein-Kems und Delsberg), mitteloligocäne Meeressande (ebenfalls bei Klein-Kems und Delsberg) folgen über denselben. Da die Conchylien-Fauna der Melanienkalke einen entschieden brackischen Charakter zeigt (Melania, Melanopsis, Hydrobia, Nematura, Nystia, Alexia sind vorwiegend brackische Schnecken), so können wir nur eine Verbindung mit dem im Süden in dem damaligen Alpengebiete ausgebreiteten Flyschmeere annehmen: denn nach allen übrigen Richtungen sehen wir uns um diese Zeit vergebens nach einem Meeresgestade um, während das noch bis in die unteroligocäne Zeit andauernde Schweizer Flyschmeer nahe bei Delsberg und nicht weit vom Elsässer Sundgau entfernt gewesen ist.

In noch höherem Maasse als die Melanienkalke tragen die mit ihnen eng verbundenen petroleumführenden Schichten des Ober- und Unter-Elsass einen brackischen Charakter und verlangen eine unmittelbare Verbindung mit dem offenen Meere.

Klein-Kems und von verschiedenen Orten im Sundgau in das Mittel- und Oberoligocän; diese Annahme Försters bedarf wohl noch einer näheren Begründung, besonders mit Rücksicht auf die von B. Förster ganz ignorierten mitteloligocänen Meeresschichten von Dammerkirch und in der Umgebung von Pfirt, von Brieslach bei Basel, von Delsberg, von Lörrach nnd Stetten im Ausgang des Wiesenthales etc. Eine genaue geologische Aufnahme des Sundgaues fehlt noch.

[1]) Oswald Heer, Die tertiäre Flora der Schweiz, III. Bd., S. 202 und 311. Winterthur 1859.

[2]) J. B. Greppin, Jura bernois et districts adjacents, in Beiträgen zur geolog. Karte der Schweiz, VIII. Liefg., S. 159. Bern 1870. — Fr. Sandberger, Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 323. Wiesbaden 1870—1875. — Die geologische Karte der Schweiz Blatt VII, Solothurn-Porrentruy, von Greppin aufgenommen, ist für die Tertiärschichten der Gegend von Delsberg recht mangelhaft.

Petrolschichten von Hirzbach bei Altkirch im Ober-Elsass.

Südlich des eben beschriebenen Gebietes der Melanienkalke von Mülhausen, und zwar südlich von Altkirch, sind in der Umgegend von Hirzbach in den Thaleinschnitten eine Reihe von Aufschlüssen in sandig-mergeligen Schichten und Sandsteinen unter der Diluvialdecke bekannt, welche Petroleum enthalten und genau mit den unteroligocänen Petrolschichten von Pechelbronn im Unter-Elsass übereinstimmen; durch Bohrungen auf Petroleum, die übrigens bisher keinen praktischen Erfolg hatten, ist festgestellt, dass diese grauen Sande, Mergel und Thone in der Gegend von Hirzbach sich weit verbreiten und eine bedeutende Mächtigkeit (Tiefbohrungen bis zu 270 m) besitzen.

Diese Schichten fallen von Hirzbach nach Altkirch zu, also nach NNO mit 20—30° ein: A. Andreae nimmt an, dass der Melanienkalk von Altkirch diskordant unter den petrolhaltigen Schichten von Hirzbach liege: es scheint mir wahrscheinlicher, dass umgekehrt der Melanienkalk von Altkirch konkordant über den Petrolschichten von Hirzbach lagert und gerade wie im Unter-Elsass bei Lobsann die Petrolschichten allmählich in den Melanienkalk übergehen. Dann würden die bei Mülhausen unter dem Melanienkalk erbohrten mächtigen Mergelablagerungen mit den petrolführenden Schichten von Hirzbach identifiziert werden können.

Die Hirzbacher Schichten werden vom mitteloligocänen Septarienthon überlagert [1]).

Petroleum- und asphaltführende Schichten von Pechelbronn und Lobsann im Unter-Elsass.

Im Unter-Elsass wurden ungefähr gleichzeitig mit den Sundgauer Melanienkalken, und wohl auch einst räumlich mit diesen verbunden, in der unteroligocänen Zeit mächtige sandige Thonmergel abgelagert, welche durch ihren reichen Gehalt an Petroleum- und Asphaltlagern von technischer Bedeutung sind. Von Weissenburg und Sulz unterm Wald an nach Süden bis gegen Hagenau zu verbreiten sich diese Petrolschichten, zum grossen Teil überdeckt von den diluvialen Anschwemmungen der Rheinebene. Diese Schichten schneiden scharf an der Hauptverwerfung gegen den Bunten Sandstein des Hochwaldes ab, fallen flach nach Südosten gegen die Ebene zu und sind von keinem der zahlreichen Bohrlöcher, die bis 300 m Tiefe abgesenkt wurden, bis jetzt durchbohrt worden, so dass man ihre Unterlage nicht kennt [2]).

Schon im 15. und 16. Jahrhundert nachweislich wurde das mit einer Quelle aus der Erde fliessende Erdöl des „Pechelbronns" bei Sulz unterm Wald gewonnen und als Wagenschmiere und Lampenöl

---

[1]) A. Andreae, Das Petroleumgebiet von Hirzbach im Ober-Elsass, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, II. Bd., S. 165. Strassburg 1884.

[2]) Héricart de Thury, Notice sur les mines d'Asphalte, Bitume et Lignites de Lobsann. Paris 1838. — A. Andreae, Die Oligocänschichten im Elsass, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, II. Bd. Strassburg 1884. — Jasper, Das Vorkommen von Erdöl im Unter-Elsass. Strassburg 1890.

verwendet; seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts (1745) wurden die Sandlager, in denen sich zwischen den Thonmergeln die Oele sammeln, bis zu 30 m Tiefe erbohrt und in der Folge bergmännisch abgebaut. Erst vom Jahre 1881 an wurden die Oellager in grösserer Tiefe durch Tiefbohrungen erschlossen; aus den Röhren dieser bis auf 150 m Tiefe abgeteuften Bohrlöcher in der Umgegend von Pechelbronn entströmten die Oele, Gase und Wasser frei zu Tage, anfangs zum Teil als Springquellen, wie in Pennsylvanien; im Jahre 1888 wurden 8692 Tonnen (à 1000 kg) Rohöl aus den zahlreichen Bohrlöchern auf der Konzession Pechelbronn gewonnen. Da das dickflüssige schwarzbraune Rohöl nur durch die mitaustretenden Kohlenwasserstoffgase emporgetrieben wird, so ist es erklärlich, dass die Oele aus den tiefen Bohrlöchern nur so lange von selbst zu Tage auslaufen, bis die Gase aus den angebohrten, mit Wasser, Oel und Gasen gefüllten Sandlagern vollständig ausgeströmt sind; alsdann muss das Oel heraufgepumpt werden, bis schliesslich auch die Oelmenge des Lagers erschöpft ist.

Bis gegen Wörth, bis Schweighausen und Hagenau hin sind die Oele jetzt durch Tiefbohrungen bis zu 300 m erbohrt worden. Bisher wurden die Rohöle von Pechelbronn zum grössten Teil nicht an Ort und Stelle raffiniert, sondern an die Raffinerieen von Peine und Oelheim in Hannover verkauft. Nachdem neuerdings grössere Werke in Pechelbronn gebaut wurden und eine vermehrte Ausbeute der Petroleumlager der dortigen Gegend beabsichtigt ist, dürften wohl die Oelschichten im Unter-Elsass in absehbarer Zeit erschöpft werden, da ja die horizontale Ausdehnung der ganzen unteroligocänen petrolhaltigen Ablagerung zwischen Weissenburg und Hagenau nicht sehr bedeutend ist.

Oestlich von Hagenau fallen die Tertiärschichten steil mit 45° unter das Diluvium der Rheinebene ein; es ist uns bereits bekannt, dass die ganzen mesozoischen und tertiären Stufen der hügeligen Zaberner Bucht gegen die Rheinebene zu von einer bedeutenden Verwerfung, die von NNO in SSW, östlich von Weissenburg, Hagenau und Brumath, westlich von Strassburg über Bläsheim bis nach Schlettstadt zieht, abgeschnitten werden und an dieser Verwerfung nach Osten in die Tiefe hinabhängen (vergl. oben S. 528).

Ueber den Petrolschichten von Pechelbronn liegen die Asphaltlager von Lobsann, und zwar ganz nahe an der Hauptverwerfung am Bunten Sandstein des Hochwaldes; beide Ablagerungen gehören ein und derselben unteroligocänen Schichtenreihe an und gehen ineinander über, so dass die Asphaltlager von Lobsann nur das Dach der Petrolschichten bilden. Es sind Kalke, stark getränkt mit Bitumen, also Asphaltkalke, welche in Bänken von verschiedener Mächtigkeit mit Thonmergeln wechseln; die ganze Mächtigkeit der asphaltführenden Schichten bei Lobsann beträgt 24 m, die horizontale Ausdehnung zeigt von NO nach SW eine Länge von 600 m und in der Richtung von SO nach NW 400 m Breite.

Zwischen den Asphaltkalken kommen Braunkohlen- und Lignitflöze vor; „die Braunkohle besteht zum Teil aus Coniferenholz uud umschliesst dann zuweilen B e r n s t e i n, zum Teil aus der sogen. Nadelkohle, welche durchweg von Palmfasern gebildet wird“ (Andreae a. a. O.

1884, S. 16). Von Pflanzenresten wurden Blätter einer Palme, Sabal major Ung., eines Kampferbaumes, Cinnamomum polymorphum Heer, zweier charakteristischer oligocäner Bäume, sowie Stengel und Früchte von einer Alge, Chara Voltzi Al. Braun, gefunden. In grosser Menge kommt in den Asphaltkalken von Lobsann die Melania fasciata Sow. vor, eine Brackwassermuschel, welche mit Melania muricata Wood und anderen brackischen Mollusken eine Leitform der in Kurhessen von Marburg an bis in den Habichtswald verbreiteten unteroligocänen Braunkohlenablagerung ist; da Melania muricata auch im Melanienkalke von Brunnstatt im Sundgau liegt, so ist es wahrscheinlich, dass eine Verbindung dieser unteroligocänen Schichten des Ober- und Unter-Elsass über die Wetterau nach Kurhessen und nach Norddeutschland hinüber ehemals bestanden hat, obwohl wir am Mittelrhein, im Mainzer Becken und in der Wetterau keine Spuren von der unteroligocänen Braunkohlenbildung nachweisen können.

Von Säugetierresten stammt das von Georg Cuvier und Blainville beschriebene Anthracotherium alsaticum Cuv. aus den Asphaltkalken von Lobsann; es sind nur Zähne gefunden worden, welche in ihrer Grösse um 1/3 denjenigen des Anthracotherium magnum Cuv. nachstehen, aber in ihrer Bildung vollkommen mit diesen übereinstimmen; Anthracotherium magnum ist in den mitteloligocänen Meeressanden von Alzey und Flonheim im Mainzer Becken gefunden worden. Anthracotherium ist eine für die oligocäne Stufe charakteristische Gattung, die nächste Vorgängerin der Suiden, der schweineartigen Tiere.

Ausserdem sind Zähne von Entelodon af. magnum Aym. und von Hyopotamus cf. Velaunus Cuv. im Asphaltkalke von Lobsann gefunden worden.

Aus den mächtigen Petrolschichten der ganzen Gegend von Lobsann, Pechelbronn bis Weissenburg und Hageuau sind nur sehr wenige Fossilien bekannt geworden, die Andreae (a. a. O. 1884, S. 51 ff.) angiebt, und zwar: Melania cf. muricata Wood, Melania cf. fasciata Sow., Paludina cf. splendida Ldwg., Anodonta Daubréeana Schimp., Planorbis sp., Limnaeus sp. Helix sp., Cypris sp. und Früchte einer Kalkalge, Chara variabilis Andr. Diese wenigen Conchylien zeigen das unteroligocäne Alter und den brackischen Charakter dieser Schichten an. Endlich möchte ich auch darauf hinweisen, dass die den Bohrlöchern bei Pechelbronn reichlich entströmenden Wasser stets einen salzigen Geschmack besitzen, was übrigens bei allen Petroleumquellen der Fall ist; auch dieser Salzgehalt der Petroleumablagerungen von Pechelbronn beweist die brackische Entstehung der Schichten und deutet auf einen Zusammenhang mit einem offenen Meere hin[1].

---

[1]) Die Art und Weise der Entstehung des Petroleums ist bis jetzt noch nicht hinreichend aufgeklärt worden; jedenfalls sind Asphalt, Bitumen und Oele Derivate von Pflanzen- oder Tierresten oder von beiden zusammen; unter welchen besonderen Umständen sich jedoch statt der pflanzlichen oder tierischen Kohlen Petroleum gebildet hat, bleibt noch zweifelhaft. Hier im Unter-Elsass scheinen die zwischen mächtigen Thonmergelschichten hermetisch abgeschlossenen Bitumina, Kohlenwasserstoffgase und Salzwasser der unregelmässig begrenzten und sich oft rasch auskeilenden Sandlager wohl vorwiegend aus Pflanzenresten entstanden zu

Die unteroligocänen Petrolschichten und Asphaltkalke von Lobsann und Pechelbronn werden von mitteloligocänen Meeressanden (Strandgeröllen) und Septarienthon direkt überlagert.

3) Mitteloligocäne Meeressande.

Alzeyer Meeressande.

Eine Periode von grossen Veränderungen beginnt für das südwestliche Deutschland mit der mitteloligocänen Zeit: die Trias- und Jura-Decke, welche bisher gleichförmig das ganze Gebiet bedeckte, zerbarst in der Mitte und ihre zerbrochenen Schollen senkten sich in die Grabenversenkung, die seit diesem ersten mitteloligocänen Einbruch sich allmählich ausbildete zu der jetzt vor unseren Augen liegenden oberrheinischen Tiefebene. Der erste Einbruch der triasischen und jurassischen Tafeln zwischen den noch mit der Trias- und Jura-Decke überkleideten Horsten, die wir jetzt nach ihrer weiteren Herausbildung Schwarzwald, Vogesen, Odenwald und Haardt nennen, bewirkte eine Ueberflutung der neu entstehenden oberrheinischen Tiefebene durch die Meereswogen, die von Norden her in die Grabenversenkung eindrangen: ein grosser Teil der norddeutschen Tiefebene (Magdeburger Meeressande bei Leipzig, Halle, Magdeburg), die niederen Teile von Belgien (Meeressande von Bergh, Rupélien inférieur Dumont, siehe oben S. 201) und das Pariser Becken (Sables d'Etampes, Grès de Fontainebleau. Tongrien supérieur) waren zur mitteloligocänen Zeit mit einem Meere bedeckt, in welchem dieselben Meeresconchylien lebten, die wir in den Alzeyer Meeressanden finden; diese Fauna trägt einen nordeuropäischen Charakter, keinen mediterranen, wie die älteren Tertiärfaunen von Süddeutschland und der Schweiz. Eine direkte Verbindung des Meeresarmes in der oberrheinischen Tiefebene mit dem norddeutsch-belgisch-Pariser Meere können wir wenigstens für den Septarienthon über Cassel und die Wetterau nachweisen.

Dagegen waren die fränkisch-schwäbischen und die lothringischen Hochflächen gänzlich frei geblieben von einer Meeresüberflutung zur mitteloligocänen Zeit; dort finden wir keinerlei marine Tertiärablagerungen, abgesehen von der oben beschriebenen jüngeren miocänen Meeresmolasse im südlichen Schwaben.

Zur Schweiz hin war die oberrheinische Tiefebene zur mitteloligocänen Zeit offen; die Jura-Faltung und -Vorschiebung datiert aus viel späterer Zeit. Daher treffen wir die mitteloligocänen Meeressande

sein, da Braunkohlen und Lignite, sowie Blattabdrücke bei Lobsann vorkommen, und da wir uns hier in der unteroligocänen Ablagerung befinden, die in Kurhessen und in der norddeutschen Tiefebene bedeutende Braunkohlenflöze enthält. Jedoch müssen auch tierische Organismen Beiträge zur Oelbildung geliefert haben, da der Gehalt an Stickstoff im Rohöle von Pechelbronn 1,1 % beträgt. Ich bemerke hierzu, dass aus Braunkohlen künstlich Petroleum gewonnen wird (z. B. in Messel bei Darmstadt); dass aber neuerdings Prof. Engler in Karlsruhe aus Fischthran unter einem Druck von mehreren Atmosphären, also aus tierischen Organismen, ebenfalls reines Petroleum künstlich erzeugt hat.

auf dem Weissen Jura an im Sundgau bei Dammerkirch (Dannemarie), in der Umgegend von Pfirt bei Rödersdorf und von Brislach bei Basel, ebenso in dem Becken von Delsberg und Porrentruy, und rechtsrheinisch bei Lörrach und Stetten nahe nordöstlich von Basel, an allen diesen Orten charakterisiert durch die leitenden Conchylien der Alzeyer Meeressande. Tiefer in die Schweiz hinein sind diese ältesten Molasseschichten (die „Untere Meeresmolasse“ des Schweizer Geologen) vollständig überdeckt durch die mächtigen jüngeren Molassestufen: aber am ganzen nördlichen Alpenrande lassen sich diese mitteloligocänen Meeresschichten verfolgen von den Schweizer Bergen durch die bayerischen Voralpen [1]) bis zur Traun (Thalberggraben bei Traunstein und Hügel in der Umgebung von Linz an der Donau).

Eine direkte Verbindung des oberrheinischen Meeresarmes von Porrentruy und Montbéliard, wo noch die mitteloligocänen Meeressande anstehen, weiter nach Westen über Besançon und Dijon mit dem Pariser Meeresbecken zur oligocänen Zeit kann nicht nachgewiesen werden; ist auch nach den geologischen Verhältnissen der zwischenliegenden Gegenden unwahrscheinlich. Das Pariser Becken stand vielmehr damals nur über Belgien und Norddeutschland mit dem Mainzer Becken in Verbindung.

Wir haben schon oben darauf hingewiesen, dass in den langen Zeiten von Anfang des Kreidesystemes an durch die eocänen und unteroligocänen Stufen hindurch bis zu der grossen Veränderung des mitteloligocänen Einbruches im Bereiche des Oberrheines südlich des niederrheinischen Schiefergebirges die Jura- und Triasdecken einer starken Erosion nnd Denudation unterlagen: im Norden war die Jura- und Triasdecke zuerst aus dem Meere aufgetaucht und zu kontinentalen Landstrecken umgewandelt; je weiter nach Süden um so später erhoben sich die Jura-Tafeln über den Meeresspiegel, so dass im Gebiete des Schweizer Jura noch eine mächtige Schichtenreihe zur Kreidezeit abgelagert wurde. Die Folgen dieser ungleichen Erhebung des süddeutschen Tafellandes sehen wir dadurch fixirt, dass die mitteloligocänen Meeressande in der oberrheinischen Tiefebene im Norden, am Taunusrande und im Mainzer Becken, auf viel älteren. bereits durch Denudation und Erosion befreiten Schichtensystemen auflagern, als im Süden derselben. Verfolgen wir kurz diese Strandbildungen an den Rändern des mitteloligocänen Meeresarmes in der oberrheinischen Tiefebene.

Am Südrande des Taunus liegen die mitteloligocänen Meeressande und ihre groben Strandgerölle unmittelbar auf den Phylliten des untersten Unter-Devons, so am Rochusberg bei Bingen, bei Schloss Vollraths und am Rothenberg hinter dem Johannisberg bei Geisenheim, dann bei Hallgarten, bei Wiesbaden [2]) und im Hag bei Medenbach östlich von Wiesbaden.

---

[1]) C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges, S. 685 ff. Gotha 1861.

[2]) Ich nenne hier nur solche Orte, an denen die leitenden Fossilien des Meeressandes gefunden wurden; siehe R. Lepsius, Das Mainzer Becken, S. 47. Darmstadt 1883. — Eine Bohrung im neuen Schlachthause von Wiesbaden erbohrte in 226 m Tiefe im Jahre 1890 unter dem mächtigen Cyrenenmergel und Septarien-

An der Bergstrasse hängt der Meeressandstein am Essigkamm bei Heppenheim unmittelbar am granitischen Grundgebirge, und die petrographische Beschaffenheit des mitteloligocänen Sandsteins erweist die Entstehung desselben aus zerstörtem Granitgrus [1]; wir müssen daher annehmen, dass hier an der Bergstrasse zur mitteloligocänen Zeit bereits Teile des krystallinen Grundgebirges denudiert waren, was am Oberrhein, am Rande vom Schwarzwald und Vogesen, nicht der Fall war, da wir dort nirgends Gerölle des krystallinen Grundgebirges unter den ausschliesslich jurassischen Strandgeröllen des mitteloligocänen Meeres vorfinden. Auch das Vorkommen von Alzeyer Meeressand bei Gross-Sachsen an der Bergstrasse [2]) liegt nahe dem granitischen Grundgebirge, wenn es auch wahrscheinlich ist, dass hier noch die Buntsandsteindecke die unmittelbare Unterlage des Meeressandes gewesen war.

Am mannigfaltigsten gestalten sich diese Verhältnisse im Mainzer Becken. Mitten aus den tertiären Ablagerungen von Rheinhessen ragt am linken Rheinufer der rote Niersteiner und Nackenheimer Berg hervor, aus den feinkörnigen Sandsteinen des Oberrotliegenden zusammengesetzt; ebenso liegt der Meeressand bei Hillesheim und Dorndürkheim auf dem oberrotliegenden Sandstein; weiter westlich bei Biebelnheim [3]) bereits auf dem Ober-Lebacher Sandstein, der mittleren Stufe des rotliegenden Schichtensystems (siehe oben S. 152). Längs des Westrandes vom Mainzer Becken ruhen die Meeressande auf den verschiedenen rotliegenden Stufen, auf den Quarzporphyren und Porphyriten, auf den Melaphyren etc., und oft bestehen hier die mitteloligocänen Schichten ganz aus den Geröllen und zerriebenen Stückchen des Untergrundes, aus Porphyrsanden, wie bei Hackenheim, Wöllstein und Wonsheim, aus Melaphyrsanden, wie in der Gegend zwischen Alzey und Weinheim.

Ueberall sieht man diesen alten Strand ausgehöhlt, ausgewaschen und abgeglättet von den Wogen des Meeres und durch die von den Wellen bewegten grossen und kleinen Gerölle; besonders schön sind diese Zeugnisse einstiger Strandauswaschung in den Sandkauten der Umgegend von Alzey zu erkennen, wo die groben Gerölle und Sande auf dem ausgefurchten Felsuntergrunde der rotliegenden Sandsteine liegen [4]); das nebenstehende Profil giebt ein Bild dieses alten Meeresstrandes:

---

thon den Meeressand mit Ostrea callifera; das Bohrloch war angesetzt im Corbiculakalk und durchbohrte den ganzen Cyrenenmergel und Septarienthon bis in den Meeressand.

[1]) R. Lepsius, Ueber die fossilen Reste aus dem mitteloligocänen Meeressandstein bei Heppenheim an der Bergstrasse, in Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, 1890, S. 10 ff.

[2]) K. Futterer, Die Tertiärschichten von Gross-Sachsen; in Mitteil. der badischen geolog. Landesanst., II. Bd. Heidelberg 1890.

[3]) Vergl. die geolog. Karte zu R. Lepsius, Das Mainzer Becken. Darmstadt 1883.

[4]) H. Schopp, Der Meeressand zwischen Alzey und Kreuznach, mit 2 Tafeln; in Abhandl. der hess. geol. Landesanst. zu Darmstadt, I. Bd., Heft 3. Darmstadt 1889.



Profil 122 (Massstab 1 : 180).

Strandgerölle im mitteloligocänen Meeressande und Auswaschung der rotliegenden Sandsteine, am Grün bei Alzey im Mainzer Becken; nach H. Schopp, Meeressand zwischen Alzey und Kreuznach, Taf. II, Fig. 2 u 3. Darmstadt 1889

In der Vorderpfalz überdecken die mitteloligocänen Meeressande bereits die Triasstufen, und zwar im Norden bei Grünstadt und Battenberg[1]) den Bunten Sandstein; weiter südlich am Fusse des Schlossberges von Eschbach, bei Leinsweiler und Ransbach, am Haardtrande nahe westlich von Landau gelegen, enthalten die Meeressande mit Pecten pictus, Pectunculus obovatus, Ostreen, Lamnazähnen etc. eine grosse Menge von Muschelkalkgeröllen[2]). Auch bei Weissenburg und an der Walkmühle bei Lobsann bestehen die mitteloligocänen Meeressande vorherrschend aus Muschelkalkgeröllen; in der Umgegend von Wörth lagern die marinen Strandgerölle auf dem Lias.

Bereits auf dem Gipfel des Grossen Bastberges bei Buchsweiler sind die marinen mitteloligocänen Schichten ein Haufwerk von vollkommen abgerollten, oft kopfgrossen Stücken des Hauptoolithes, also des Braunen Jura; von hier an, in der Zaberner Bucht des Unter-Elsass lassen sich nun diese Dogger-Gerölle als marine Strandbildung längs des Ostabhanges der Vogesen verfolgen über den 316 m hohen Scharrachberg bei Wolxheim (westlich von Strassburg), den 360 m hohen Bischenberg bei Oberehnheim, über die 350 m hohe Gloriette bei Barr, den 350 m hohen Letzenberg bei Türkheim bis nach Ruffach im Ober-Elsass, wo die mächtigen Oolith-Konglomerate auf dem Bollenberg in 349 m Höhe liegen. An diesen und vielen anderen Orten des Vogesenrandes bestehen die Strandgerölle, in grossen Massen angehäuft, in der Regel aus Braunen Jura-Oolithen, auf deren anstehenden Schichten sie auch meistens lagern; zwischen diesen finden wir aber auch, obgleich selten, noch Gerölle von Muschelkalk und Buntsandstein, nie-

[1]) Dass die „Battenberger Sande“ und Ockerfarberden in die mitteloligocäne Stufe der Alzeyer Meeressande gehören, konnte bereits nach ihrer Lagerung geschlossen werden; kürzlich habe ich aus den ca. 12 m mächtigen Battenberger Sanden aus dem „Verschönerungspark“ von Grünstadt 6 Exemplare von Ostrea cyathula erhalten.

[2]) C. W. Gümbel, Geognostische Verhältnisse der Pfalz, in Bavaria IV. Bd., 2. Abtlg., S. 56. München 1865. — Nach der bayerischen Generalstabskarte heissen die Orte Leinsweiler und Ransbach, nicht Leinweiler und Ranschbach.

mals Gerölle der jetzt so nahe diesen Orten anstehenden Gesteine des krystallinen Grundgebirges der Vogesen oder der so weit verbreiteten Grauwacken, Porphyre und anderer Gesteine des Belchenstockes.

Wir müssen aus diesen Beobachtungen den Schluss ziehen, dass die mitteloligocänen Meereswogen im Elsass an eine Küste von Braunem Jura schlugen, während die Trias eben erst in den neuen Gebirgsbrüchen auftauchte, und das krystalline Grundgebirge der Vogesen zur damaligen Zeit noch vollkommen mit den mächtigen jurassischen und triasischen Stufen überdeckt war.

Die charakteristischen Zeugnisse ehemaliger Küste, die kleinen tiefen und glatt ausgebohrten Löcher von marinen Bohrmuscheln (Lithodomus, Pholas, Teredo) fehlen nicht längs der ganzen Linie vom Nord- und Westrande des Mainzer Beckens und längs des Ostabhanges der Vogesen; häufig sieht man solche Bohrlöcher und Röhren sowohl im anstehenden Felsen der Unterlage als in den Strandgeröllen und in den grösseren Muschelschalen (Perna- und Ostrea-Schalen).

Auch in der übrigen Fauna des mitteloligocänen Meeressandes finden wir viele Strandbewohner, unter denen wir hier nur die grossen Sirenen, Halitherium Schinzi, die kleinen festsitzenden Krebse der Wellenspritzzone, Balanus, und ganze Kolonien von Austernbänken. noch jetzt festgewachsen auf den Porphyrfelsen des Untergrundes (Wonsheim, Neu-Bamberg etc. im Mainzer Becken) erwähnen wollen.

Gegenüber den Vogesen auf dem rechten Rheinufer beobachten wir am Westrande des Schwarzwaldes ganz dieselben Verhältnisse: eine altbekannte Stelle ist am Schutterlindenberge bei Lahr [1]): grobe Konglomerate, vorwiegend aus Oolithgeröllen bestehend, ruhen wahrscheinlich auf Hauptoolith; darüber folgen gelblichgraue Kalksandsteine, in denen marine Muscheln (Cytherea) vorkamen. Ebenso bekannt sind die mitteloligocänen Konglomerate auf dem Gipfel des 646 m hohen Schönberges [2]) bei Freiburg im Breisgau (siehe oben S. 521, Profil 114); die Gerölle bestehen hier fast ausschliesslich aus den Oolithen und Cornbrash-Kalken des oberen Braunen Jura, auf dem die Konglomerate lagern, sehr selten sind Gerölle aus Liaskalk und Muschelkalk, ältere Gesteine kommen nicht vor. Auf dem Jura-Kalkplateau zwischen dem Isteiner Klotz, Schliengen und Kandern verbreiten sich die marinen Strandgerölle über grosse Flächen unter der Diluvialdecke. Hieran schliessen sich die Fundorte mitteloligocäner Versteinerungen bei Lörrach und Stetten [3]) am Westrande des Dinkelberges im Ausgange des Wiesenthales: daselbst lagern auf den an Verwerfungen abgestürzten Oxfordkalken zunächst grobe Konglomerate, deren hellgraue Jura-Kalkgerölle mit Quarzsand verbunden sind, dann lose gelbe Quarzsande mit harten gelben grobkörnigen Quarzsandsteinen; die Verwerfungen und Tafelbrüche haben ebenso die oligocänen Meeressande wie die Jura-

[1]) Fr. Walchner, Ueber das Vorkommen von Grobkalk am westlichen Rande des Schwarzwaldes, in Leonhards Zeitschr. f. Min., 1827, II, S. 241—246. Frankfurt am Main.

[2]) C. Fromherz, Geognostische Beschreibung des Schönbergs bei Freiburg. 1837.

[3]) R. Lepsius, Mainzer Becken, Darmstadt 1883, S. 76.

Kalke und den Muschelkalk des Dinkelberges betroffen, so dass ihr Ursprung und die Entblössung der älteren Jura- und Triasschichten dieser Gegend erst einer viel späteren, wahrscheinlich der pliocänen Zeit angehören.

Wir kennen endlich die mitteloligocänen Alzeyer Meeresablagerungen (= Untere Meeresmolasse der Schweizer Geologen) auch in den Falten des Schweizer Jura: nahe südlich von Basel ist das kleine Becken von Brislach und Laufen an der Birs zum Teil mit diesen marinen Schichten ausgefüllt; in gelben Sandmergeln sammelte ich dort:

Ostrea cyathula Lam., zahlreich.
Pecten pictus Gldf. (häufig und mit erhaltener Schale).
Cardium scobinula Mer., häufig.
Cytherea splendida Mer.
Nucula Greppini Desh.
Crassatella Bronni Mer.

Dieselben Schichten liegen weiter aufwärts der Birs mitten im Berner Jura bei Delsberg[1]) und weiter westlich bei Porrentruy nahe der französischen Grenze; auf den Nordabhängen des Schweizer Jura in der Umgebung von Pfirt[2]) (bei Rödersdorf, Oltingen), zu Dammerkirch, zwischen Altkirch und Belfort gelegen, endlich bei Montbéliard auf französischem Boden. Ueberall lagern hier im Schweizer Jura-Gebirge die mitteloligocänen Meeressande, wenn sich nicht eocäne Bohnerzablagerungen einschieben, auf dem obersten Weissen Jura (Tithonkalke, Pteroceras-Stufe), und die Auffaltung der Jura-Schichten hat ebenso die tertiären Schichten betroffen. Daher konnte das mitteloligocäne Meer, wie wir oben hervorhoben, frei nach Süden aus dem Meeresarm der jetzigen oberrheinischen Tiefebene über einen Untergrund von horizontal ausgebreiteten Tafeln des oberen Weissen Jura nach der Schweiz und nach der oberbayerischen Hochebene ausfluten; die mitteloligocänen Molassen bei Basel, Delsberg, Porrentruy sind nur kleine Reste einer ehemals weit ausgedehnten Meeresablagerung.

Dass die Lagerung der mitteloligocänen Meeresschichten im Gebiete der oberrheinischen Tiefebene und im Schweizer Jura nicht mehr eine ungestörte und horizontale sein kann, ist nach dem oben Gesagten selbstverständlich; obwohl die Neigung der Tertiärschichten an den Abhängen der Randgebirge weniger steil ist, als die abgestürzten Jura- und Trias-Schollen in der Regel zeigen, weil der Einbruch der Rheinebene vor Ablagerung des Mitteloligocän begann, so erkennen wir doch überall in den tertiären Ablagerungen die Wirkungen der späteren Bewegungen, die ja auch zur jetzigen Zeit nicht aufgehört haben. Besonders auffallend sind die zahlreichen Verwerfungen, welche in der Umgegend von Alzey, Fürfeld und Kreuznach am Westrande des

[1]) Die Versteinerungen der Meeressande aus dem Delsberger Becken giebt an: J. B. Greppin, Jura bernois et districts adjacents, in Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, VIII. Liefg., S. 166. 167. Bern 1870.

[2]) Die Fossilien aus den dortigen Meeressanden siehe bei A. Andreae. Die Oligocänschichten im Elsass, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, II. Bd., Strassburg 1884, S. 85 ff.

Mainzer Beckens die Alzeyer Meeressande ebenso wie den rotliegenden Untergrund durchsetzen. Die fossilreichen Meeressande in der berühmten Trift zu Weinheim bei Alzey fallen mit 5—6° in SSO ein; die Meeressande bei Flonheim, nordwestlich vom Alzey gelegen, fallen mit 15° in NNW ein.

Die Bewegungen und Störungen, welche die Schichten des Mainzer Beckens im Laufe der Zeiten bis jetzt durchgemacht haben, können wir hier nicht im einzelnen verfolgen [1]). Wir wollen hier nur die Resultate dieser Bewegungen im Mainzer Becken in einigen Höhenzahlen zum Ausdruck bringen; die Alzeyer Meeressande liegen nämlich jetzt in sehr verschiedenen Höhenlagen, nachdem sie ursprünglich natürlich in ungefähr gleicher Höhe im mitteloligocänen Meere zur Ablagerung kamen, und zwar liegen dieselben: am Rauenthaler Hof bei Erbes-Büdesheim westlich von Alzey in 291 m, am Eichelberg bei Fürfeld in 300 m, auf dem Plateau der Gans (am Hof Rheingrafenstein) bei Münster am Stein oberhalb Kreuznach in 300 m über dem Meere; nördlich von Kreuznach steigt die Höhenlage der Alzeyer Meeressande auf den Vorbergen des Soonwaldes nach Stromberg zu bis auf 400 m. Am Südrande des Taunus sind die Tertiärschichten ziemlich tief abgesunken, so dass die Alzeyer Meeressande in dem oben erwähnten Bohrloche in Wiesbaden erst in 228 m Tiefe unter der Oberfläche, oder in ca. 200 m unter dem Mainzer Rheinpegel erreicht wurden.

An den Bergabhängen der Bergstrasse steigen die Meeressande bei Heppenheim am Essigkamm bis 232 m über den Meeresspiegel; im Bachbette oberhalb Gross-Sachsen 13 km südlich von Heppenheim hängen sie am Gebirgsrande nur in ca. 130 m Meereshöhe.

Die Tiefen, bis zu welchen die mitteloligocänen Meeressande in der Rheinebene zwischen der Bergstrasse und den rheinhessischen Plateaus versunken sind, lassen sich nicht genau berechnen: das tiefste Bohrloch in der Rheinebene zu Waldhof am Rhein nördlich von Mannheim durchbohrte in 175 m unter dem Rheinspiegel (dortiger Rheinpegel 87 m über Meer) noch nicht das Diluvium; wir wissen, dass hier unter dem Diluvium das ganze Tertiär des Mainzer Beckens liegt, so dass die Alzeyer Meeressande durch ein Bohrloch zu Waldhof bei Mannheim kaum in einer Tiefe von 400 m erreicht werden würden. Es ergiebt dies Differenzen in der jetzigen Höhenlage der mitteloligocänen Meeressande im Bereiche des Mainzer Beckens von mindestens 800 m.

Auch längs der übrigen Ränder der oberrheinischen Tiefebene begegnen wir den mitteloligocänen Meeresschichten in recht verschiedenen Höhenlagen; wir haben oben S. 601 einige dieser Höhenzahlen für die elsässische Seite angegeben, die sich zwischen 316 und 360 m über dem Meere bewegen; auf der badischen Seite finden wir diese Schichten auf dem Schönberg bei Freiburg im Breisgau in 646 m Höhe, dagegen am Schutterlindenberg bei Lahr unmittelbar neben der flachen

[1]) Siehe darüber das Kapitel V „Stratigraphie" in meinem Mainzer Becken S. 172 ff., Darmstadt 1883, und meine Ausführungen in: Die Oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge. Stuttgart 1885.



Rheinebene nur in 163 m über dem Meere; hier am Schutterlindenberg fallen die Meeressande mit 9—16° nach Westen, also zur Rheinebene hin, ein. Bei Lörrach und Stetten am Ausgange des Wiesenthales hängen die mitteloligocänen Meeressande in ca. 310 m über dem Meeresspiegel, oder in 65 m über dem Rheinpegel in Basel (245 m).

Dass die Auffaltung und Zusammenstauung des Schweizer Jura erst lange Zeit nach Ablagerung der mitteloligocänen Meeresmolasse geschah, haben wir oben erwähnt; die Meeresmolasse erreicht bei Brislach eine Höhe von 440 m, bei Delsberg von 433 m und zu Courgenay bei Porrentruy von 482 m über dem Meere [1]). Südlich des Schweizer Jura sind die mitteloligocänen Schichten in der Tiefschweiz vollständig verdeckt durch jüngere Ablagerungen und wohl ebenso tief abgesunken wie in der oberrheinischen Tiefebene.

Die Mächtigkeit der mitteloligocänen Meeressande und Konglomerate ist im Bereiche der oberrheinischen Tiefebene sehr verschieden, je nachdem die Denudation die Schichten ergriffen hat; in der Regel beträgt sie nicht mehr als 10—12 m; nur im Mainzer Becken, in der Umgegend von Alzey, werden die Sande mächtiger und erreichen an solchen Orten, wo der Septarienthon noch in ursprünglicher Lagerung über dem Meeressand erhalten ist, bis zu 50 m Mächtigkeit.

Das Material ist zumeist ein grober bis feinkörniger, gelber, auch weisser Quarzsand; in den unteren Schichten herrschen stets Gerölle vor. Bemerkenswert ist, dass auch in den südlichen Gebieten der oberrheinischen Tiefebene, wo die Schichten direkt auf den Jura-Kalken liegen, stets Quarzsande vorhanden sind und das Cement zwischen den lokal entstandenen Geröllmassen abgeben; diese Quarzsande können nicht aus den nächstgelegenen Landstrecken, sondern müssen aus grösserer Ferne, und zwar wohl aus den nördlichen Teilen der oberrheinischen Tiefebene, wo das niederrheinische Schiefergebirge und die rotliegenden und Bunten Sandsteine der Pfalz und des Odenwaldes denudiert wurden, herbeigeführt worden sein.

Primäre Kalkabsätze sind höchst selten in diesen Meeresschichten; nur am Rothenthal bei Alzey und am Scharlachberg bei Bingen liegt mitten im Meeressand eine 1,5 m mächtige Kalkbank, deren harte Breccien wesentlich aus Bryozoen und Kalkalgen gebildet wurden und gewissen Stücken des „Nulliporenkalkes" aus dem miocänen Leithakalke des Wiener Beckens zum Verwechseln gleichen. Dagegen kommen sekundäre Kalkversinterungen der Sande, eigentümlich gestaltete Kalkkonkretionen und fest verkittete Kalksandsteine in den Meeressanden häufig vor, besonders da wo reichlich eingeschlossene Muschelschalen oder aufgehäufte Kalkgerölle das Kalkmaterial für die Versinterung der Quarzsande liefern konnten. Knollen von Baryt kommen in der Gegend von Kreuznach und bei Battenberg in der Vorderpfalz vor; berühmt sind die eigenartigen Sinterröhren aus den Battenberger Sanden, bei denen die Quarzsande sekundär durch Brauneisen verkittet wurden.

---

[1]) Vergl. Blatt VII Solothurn-Porrentruy der geolog. Karte der Schweiz im Massstabe 1 : 100,000 Bern 1870.

Die Fauna der mitteloligocänen Meeressande ist bei weitem am reichsten in der Umgegend von Alzey; daher nannte ich [1]) diese Meeressande zum Unterschied von anderen die „Alzeyer Meeressande"; ein besonders an kleineren Conchylien reicher und bekannter Fundort ist auch Waldböckelheim (Welschberg und Lindberg) bei Niederhausen an der Nahe oberhalb Kreuznach. Aus den Sanden aus der „Trift" und von der Wirtsmühle zu Weinheim bei Alzey wurden bisher 131 verschiedene Schnecken- und 59 Muschelarten, von Waldböckelheim 133 Schnecken und 87 Muscheln, und zwar dieselben Arten wie von Weinheim beschrieben. Im ganzen sind bis jetzt etwa 300 verschiedene Molluskenarten aus den Meeressanden des Mainzer Beckens bekannt geworden [2]), unter denen nur wenige eingeschwemmte Landschnecken und einige brackische Schnecken (Hydrobia, Melania, Alexia) sich befinden, während die weitaus grösste Mehrzahl derselben marine Conchylien sind; wir führen hier nur die häufigsten Mollusken der Alzeyer Meeressande aus dem Mainzer Becken an:

Cerithium laevissimum Schlth.
Trochus margaritula Mer.
Natica crassatina Lam.
Dentalium Kickxii Nyst.
Fusus elongatus Nyst.
Pleurotoma regularis de Kon.
Voluta Rathieri Héb.
Bulla turgidula Desh.
Ostrea callifera Lam.
— cyathula Lam.
Pecten pictus Gldf.
Perna Sandbergeri Desh.
Pectunculus obovatus Lam.
Cardita Omaliana Nyst.
Lucina tenuistria Héb.
Cardium cingulatum Gldf.
Cyprina rotundata A. Braun.
Cytherea incrassata Sow.
— splendida Mer.
Panopaea Héberti Bosq.

Brachiopoden sind wie in der Regel bei tertiären Schichten selten: es finden sich nur Terebratula grandis Blum., Terebratulina fasciculata Sdbg. und eine Argiope. Von den häufig vorkommenden Bryozoen nennen wir die Gattungen Cellepora, Ceriopora, Defrancia und Eschara; ebenso häufig sind Korallen, jedoch keine riffbildenden, sondern nur kleine

[1]) R. Lepsius, Das Mainzer Becken geologisch beschrieben, S. 77. Darmstadt 1883.

[2]) Fr. Sandberger, Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens, mit 35 Tafeln. Wiesbaden 1863. — R. Lepsius, Das Mainzer Becken geologisch beschrieben (vollständige Liste der Fossilien des Alzeyer Meeressandes, S. 49—58). Darmstadt 1883. — H. Schopp, Der Meeressand zwischen Alzey und Kreuznach, in Abhandl. der hess. geol. Landesanst., Bd. I, Heft 3, mit 2 Tafeln. Darmstadt 1889.

Einzelkorallen, unter denen die Gattung Balanophyllia am reichlichsten vertreten ist. Die zarten Kalkskelette von Foraminiferen konnten in den rauhen Quarzsanden des Alzeyer Meeressandes nicht so gut erhalten bleiben als in den auflagernden Septarienthonen.

Von den übrigen Tierklassen erscheinen Echinodermen höchst selten in den Meeressanden; nur Schizaster acuminatus Gldf. in zwei Exemplaren bei Weinheim und Heppenheim, ein regulärer Seeigel Cyphosoma rhenana Ldwg. von Wöllstein, und Stacheln von Seeigeln sind vorgekommen. Die Schalengehäuse von Rankenfüsslern (Cirripedia, Krebse), Balanus stellaris A. Braun trifft man sehr häufig aufgewachsen auf grosse Muschelschalen, auf Gerölle oder auf den anstehenden Felsen des einstigen Strandes; auch Taschenkrebse (Ostracoden) wurden bei Weinheim gefunden.

Von Fischen sind Haifischzähne ungemein häufig; die harten scharfen Zähne haben sich in gröberen Quarzsanden, selbst in Geröllmassen zusammen mit den plumpen Schalen von Ostrea callifera oft als einzige Organismenreste erhalten; bei weitem am häufigsten sind die „Otternzungen", Zähne von Lamna cuspidata Ag.; dann Lamna contortidens Ag., Notidanus primigenius Ag., die grossen Zähne von Carcharodon angustidens Ag., die runden schwarzen Zahnknöpfe von Pycnodus und die breiten Zahnplatten von Aëtobatis und Myliobatis; auch Flossenstacheln, Wirbelkörper, Gehörsteine (Otolithen) und Kopfknochen von Fischen kommen vor.

Die Reptilien sind durch Reste von Krokodilen (Knochenplatten und Zähne), und von Süsswasserschildkröten (Emys und Trionyx) vertreten.

Nur wenige Reste von Landsäugetieren wurden in die Meeressande eingeschwemmt, jedoch sind dieselben wichtig für die Altersbestimmung der betreffenden Arten:

Anthracotherium magnum Cuv. linker Oberkiefer mit zwei Molaren aus der Gegend von Alzey (im Darmstädter Museum) und ein vollständiger Oberkiefer von Uffhofen bei Flonheim [1] (im British Museum in London).

Hyaenodon (Dasyurodon) Flonheimensis Andr. Unterkiefer eines Creodonten Carnivoren von Flonheim [2] (in der Heidelberger Universitäts-Sammlung).

Am häufigsten finden sich jedoch im Meeressande des Mainzer Beckens und zwar besonders häufig in der Umgegend von Alzey und Kreuznach die dicken und schweren Knochen und ganze Skelette einer Sirene, des Halitherium Schinzi Kaup [3]. Jetzt leben die Nachkommen dieser oligocänen Seekuh an den Meeresküsten in den Flussmündun-

---

[1] R. Lydekker, Catalogue of the fossil Mammalia in the British Museum, part. II, S. 237, Nr. 28,770. London 1885. Das schöne Stück wurde von J. Kaup im Jahre 1853 an das British Museum verkauft.

[2] A. Andreae, Dasyurodon Flonheimensis, ein neues Raubtier aus dem mitteloligocänen Meeressand des Mainzer Beckens, in Ber. Senckenberg. naturforsch. Gesellsch. in Frankfurt am Main 1887.

[3] R. Lepsius, Halitherium Schinzi, Die fossile Sirene des Mainzer Beckens, eine vergleichend-anatomische Studie, mit 10 Tafeln. Darmstadt 1882.

gen des Roten Meeres, von Mozambique, im Malayischen Archipel, den Philippinen und vom nördlichen Australien (Halicore Dugong Daub.): der nahe verwandte Manatus lebt an der Westküste des tropischen Afrika, in den Flussmündungen von Senegambien bis in den Meerbusen von Guinea, sowie drüben an den Küsten des Mexikanischen Meerbusens und von Nord-Brasilien. Es sind pflanzenfressende Ungulaten, die ihre Wirbelsäule in einen Flossenschwanz ausgehen lassen und keine Spur der hinteren Extremitäten mehr besitzen, während das oligocäne Halitherium noch rudimentäre Oberschenkelknochen unter der Haut trug. Da Manatus jetzt sowohl an den afrikanischen als amerikanischen tropischen Küsten des Atlantischen Oceans lebt und ein typisches Küsten- resp. Brackwassertier ist, darf dieser Umstand als einer der Beweise für eine bis in jüngste Zeiten (? Diluvium) reichende feste Landverbindung von Europa mit Amerika gelten.

Halitherium Schinzi ist auch vorgekommen in den mitteloligocänen Meeressanden von Rödersdorf bei Pfirt im Ober-Elsass, von Brislach und Delsberg im Birsthale oberhalb Basel, von Linz an der Donau in Nieder-Oesterreich, und von Etampes südlich Paris; in Belgien sind ziemlich vollständige Skelette aus dem Septarienthon von Boom bei Antwerpen bekannt geworden.

Die reiche Fauna der Alzeyer Meeressande stimmt genau überein mit der Fauna der gleichalterigen Meeressande von Norddeutschland, Belgien und des Pariser Beckens; die Mehrzahl der Arten sind diesen Gebieten gemeinsam, so dass wir, wie oben bereits erwähnt, eine direkte Verbindung des oberrheinischen Meeresarmes mit dem nordeuropäischen mitteloligocänen Meere über Mitteldeutschland annehmen müssen; diese Verbindung können wir in der Verbreitung der nächstfolgenden Stufe, dem Septarienthone, direkt nachweisen.

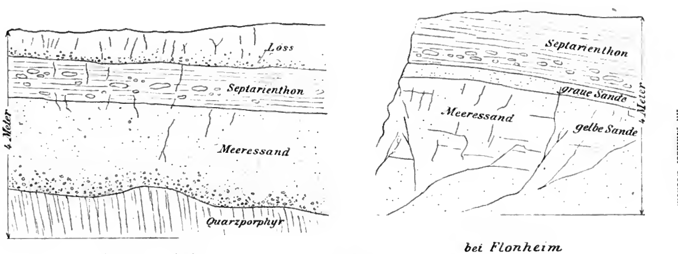
Septarienthon.

(= Rupelthon, Fischschiefer, Amphisyle- und Melettaschichten; étage tongrien supérieur.)

Ueber dem Meeressande folgen in der oberrheinischen Tiefebene blaugraue bis grünlichgraue sandige Thone und Thonmergel mit Septarien, diesen eigentümlichen, im Inneren klüftigen Kalkkonkretionen, nach denen E. Beyrich zuerst in Norddeutschland dieser Stufe den Namen „Septarienthon" gegeben hat [1]). Im Mainzer Becken beweisen zahlreiche Profile, dass hier die Septarienthone den Alzeyer Meeressand überlagern und scharf über denselben abschneiden, wie dies die beiden nebenstehenden Profile von Hackenheim und Flonheim zeigen.

Auch inmitten des Beckens bei Biebelnheim, Hillesheim und Nierstein, wo die Meeressande über den oberrotliegenden Sandsteinen hervortreten, werden die ca. 10 m mächtigen Meeressande von Septarienthon überlagert.

[1]) Ernst Beyrich, Beitrag zur Kenntnis des tertiären Bodens der Mark Brandenburg, in Karsten und Dechens Archiv für Mineralogie etc., XXII. Bd., S. 3. Berlin 1847.



Profile 123 und 124 (Massstab 1 : 150).

Ueberlagerung des Septarienthones auf Meeressand im Mainzer Becken zu Hackenheim bei Kreuznach und zu Flonheim bei Alzey, nach H. Schopp. Meeressand zwischen Alzey und Kreuznach, Taf. II, Fig. 7 u. 8. Darmstadt 1889.

Dagegen sind die Meeressande in der Wetterau kaum ausgebildet; über dem rotliegenden Sandsteiu bei Vilbel liegt zwar noch eine schwache Sand- und Geröllschicht mit Ostrea callifera und Haifischzähnen unter dem Septarienthon; aber bei Eckardroth, am Südrande des Vogelsberges zwischen Büdingen und Schlüchtern gelegen, lagern die Septarienthone unmittelbar auf dem Buntsandstein, und in der Umgegend von Cassel folgen unter dem Septarienthon sogleich die unteroligocänen Braunkohlenbildungen. Erst in Norddeutschland (im Magdeburger Sande) und im belgischen und Pariser Becken sind die Meeressande wieder unter dem Septarienthon ausgebildet.

Am Oberrhein finden wir die Septarienthone ziemlich mächtig entwickelt in der Umgebung von Lobsann bei Weissenburg über Strandgeröllmassen der Alzeyer Meeressande, unter denen dann die oben beschriebenen unteroligocänen Asphaltkalke und Petrolschichten (entsprechend der unteroligocänen Braunkohlenbildung bei Cassel) folgen. Im südlichen Teile der oberrheinischen Tiefebene ist der Septarienthon in der Facies der Schieferthone mit Meeresfischen (Meletta, Amphisyle) entwickelt: diese Fischschiefer überlagern zu Hammerstein bei Kandern, 10 km nördlich von Lörrach im Wiesenthale gelegen, die Alzeyer Meeresgerölle und eocäne Bohnerzablagerungen. Im Sundgau liegen die Fischschiefer auf den Meeressanden bei Altkirch, bei Mülhausen jedoch direkt auf den unteroligocänen Melanienkalken [1]. Die oben erwähnten Meeressande von Brislach bei Laufen an der Birs im Berner Jura werden ebenfalls von Schieferthonen mit Meletta crenata Heck. überlagert. Das westlichste Vorkommen der Fischschiefer ist endlich bei Montbéliard, wo dieselben im Thale der Allaine bei Froide-Fontaine, Bourogne u. a. O. nachgewiesen wurden [2].

Vom Nordrande der Alpen erwähnt Gümbel [3] von Siegsdorf bei Traunstein, südöstlich vom Chiemsee gelegen, der Fischschiefer mit Palaeorhynchus [4]; sie lagern hier über den mitteloligocänen Meeressanden mit Ostrea callifera und zahlreichen anderen leitenden Conchylien des Thalberggrabens (siehe oben S. 599) und unter den Cyrenenmergeln (Untere Süsswassermolasse), und sind mit diesen Schichten am Alpenrande steil aufgerichtet, so dass sie mit 70° in Nord steil einfallen.

Dass die Septarienthone des Mainzer Beckens mit den Fischschiefern am Oberrheine identisch sind, zeigt ihre Lagerung und beweist das Vorkommen der leitenden Fischarten bei Nierstein am Rhein und bei Flörsheim am Main; dort wurden gefunden:

Amphisyle Heinrichi Heck. Nierstein, Flörsheim.
Meletta cf. crenata Heck. } Nierstein.
— cf. longimana Heck. }

[1] A. Andreae, Die Oligocänschichten im Elsass, S. 157; in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. II. Strassburg 1884.

[2] Vergl. Vasseur et Carez, Carte géologique générale de la France, 1 : 500,000; Blatt VI SE (Belfort-Strassburg). Paris 1885—1886.

[3] C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes, S. 700. Gotha 1861.

[4] Nach K. Zittel, Handbuch der Paläontologie Bd. III, S. 277, München 1887—1890, kommt dort auch Meletta vor.

neben den typischen Versteinerungen des Septarienthones, neben Leda Deshayesiana Duch., Haifischzähnen, zahlreichen Foraminiferen etc. Am Oberrhein in der Umgegend von Altkirch, zu Hammerstein bei Kandern, zu Brislach im Berner Jura, zu Froide-Fontaine bei Montbéliard sind die folgenden marinen Fische aus den Fischschiefern bekannt geworden:

Amphisyle Heinrichi Heck.
Meletta crenata Heck.
— longimana Heck. Froide-Fontaine.
Melettina Sahleri Sauv. Froide-Fontaine.
Rhinellus Schilli H. v. Meyr. Hammerstein.
Palaeorhynchus latus Ag. Froide-Fontaine.
Lamna contortidens Ag.
Oxyrhina hastalis Ag.

Die eigentümliche Gattung Amphisyle lebt jetzt in drei Arten im Indischen Ocean (Zittel a. a. O. S. 314).

Nördlich vom Mainzer Becken kennen wir nicht mehr die Amphisyle-Schiefer; aber die typischen Septarienthone können wir verfolgen von Offenbach am Main durch die Wetterau und durch den Vogelsberg (Eckardroth, Alsfeld) bis in die Umgegend von Cassel, deren tertiäre Stufen dann durch zahlreiche Reste in dem Wesergebirge verbunden sind mit denjenigen der norddeutschen Tiefebene.

Die Versteinerungen sind in den ca. 50 m mächtigen Septarienthonen des Mainzer Beckens im ganzen selten; die blaugrauen oder grünlichen fetten Thone mit Gipskrystallen und Schwefelkies enthalten jedoch überall, wo bisher Schlemmproben gemacht wurden, die feinen Kalkskelette von Foraminiferen in grosser Menge; von diesen Foraminiferen des Septarienthones führen wir hier an [1]):

Cornuspira polygyra Rss. Offenbach, Alsfeld.
Biloculina amphiconica Rss. Eckardroth, Alsfeld.
Triloculina enoplastoma Rss. Kreuznach, Offenbach, Alsfeld.
Quinqueloculina triangularis d'Orb. Kreuznach, Offenbach, Alsfeld.
Nodosaria Ewaldi Rss. Flonheim, Offenbach.
— soluta Rss. Kreuznach, Offenbach, Alsfeld.
Glandulina laevigata d'Orb. Kreuznach, Offenbach, Eckardroth.
Cristellaria Gerlachi Rss. Flonheim, Kreuznach, Offenbach.
— inornata d'Orb. Offenbach, Alsfeld.

[1]) A. E. Reuss, Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen des deutschen Septarienthones. Denkschriften der Wiener Akademie der Wissensch. math. naturwissensch. Klasse, Bd. XXV, S. 117. Wien 1866. — O. Böttger, Beitrag zur paläontolog. u. geolog. Kenntnis der Tertiärformation in Hessen. Inaug.-Diss. Offenbach 1869. — K. Koch, Erläuterungen zu Blatt Hochheim der geologischen Spezialkarte von Preussen, S. 12. Berlin 1880. — A. Andreae, Ueber Meeressand und Septarienthon, in Mitteil. der geolog. Landesanst. von Elsass-Lothringen, Bd. I, S. 83—92. Strassburg 1887. — Nach A. Andreae hinterlässt ein Kubikdecimeter von Flonheim, der 2,24 kg wiegt, eine Schlemmprobe von 18,14 g, und 0,1 g dieser Schlemmprobe enthält etwa 1180 Foraminiferen; diese Schlemmproben bestehen aus 66 % Sand und 34 % Foraminiferen (a. a. O. S. 86). — R. Lepsius, Mainzer Becken, S. 68—71. Darmstadt 1883.

Globigerina bulloides d'Orb. Flonheim, Offenbach, Eckardroth.
Bolivina Beyrichi Rss. Flonheim, Kreuznach.
Textilaria carinata d'Orb. Nierstein, Kreuznach, Offenbach, Vilbel, Eckardroth, Alsfeld.
Truncatulina Weinkauffi Rss. Flonheim, Kreuznach, Alsfeld.
Polymorphina lanceolata Rss. Flonheim, Kreuznach. Offenbach.
Hyperammina Flonheimensis Andr. Flonheim.
Rotalia Girardana Rss. Nierstein, Breckenheim, Igstadt, Vilbel.

Eine grosse Menge der Foraminiferen aus den Septarienthonen des Mainzer Beckens (bisher ca. 150 Arten beschrieben) wurden von Reuss auch in den Septarienthonen der Umgegend von Berlin (Hermsdorf, Freienwalde), von Stettin, von Pietzpuhl bei Magdeburg, von Salzgitter bei Braunschweig uud von anderen Orten in Norddeutschland nachgewiesen, so dass auch die Foraminiferen die Uebereinstimmung der Fauna des mittelrheinischen und des norddeutschen Septarienthones bestätigen.

Die Molluskenfauna des Septarienthones ist bedeutend ärmer als diejenige des Alzeyer Meeressandes: aus dem Mainzer Becken wurden von Kreuznach, Flörsheim, Offenbach, Vilbel und anderen Orten bisher 55 verschiedene marine Muschel- und Schneckenarten bekannt, unter denen 15 im Meeressande nicht vorkommen. Speziell das Leitfossil, die Leda Deshayesiana Duch., die im Septarienthon des Mainzer Beckens bei Nierstein, Kreuznach, Flörsheim; Wicker, Breckenheim, Igstadt bei Wiesbaden; Offenbach; Vilbel in der Wetterau; Eckardroth bei Salmünster am Vogelsberg häufiger gefunden wurde, fehlt im Meeressande vollständig; diese Muschel liebte offenbar mehr den Schlammboden des tieferen Septarienmeeres, als den Quarzsand des flacheren Alzeyer Meeres. Auch Nucula Chastelii Nyst. ist eine leitende Form des Septarienthones.

Korallen wurden bisher nicht aus dem Septarienthon bekannt; Reste von Echinodermen sind selten. Von Crustaceen sind Krebse zuweilen in Thoneisenstein-Konkretionen des Septarienthones eingeschlossen, so

Coeloma taunicum H. v. Meyr., eine Krabbe, von Breckenheim, Flörsheim, Offenbach.
Mecochirus sp. Igstadt bei Wiesbaden, ein langgeschwänzter Meereskrebs.
Calianassa Michelottii Milne-Edw., von Flörsheim am Main, ein weichhäutiger Meereskrebs, dessen charakteristische Scheren sich allein erhalten.
Cythere coronata Rss. Kreuznach, Offenbach } Taschenkrebse
Bairdia sp. Offenbach } (Ostracoden).

Fischreste sind in den sandigen Septarienthonen, welche am Mainufer bei Flörsheim in grossen Gruben für die Cementfabriken des Rheingaues gegraben werden, ziemlich häufig, und werden unter diesen Resten auch noch andere Arten und Gattungen als die beiden oben erwähnten Meletta und Amphisyle vorhanden sein: Zähne von Hai-

fischen (Lamna, Notidanus) wurden im Septarienthon viel seltener als im Meeressande gefunden. Von Reptilien sind Reste von Krokodilen und Schildkröten bei Flörsheim vorgekommen; daselbst auch als einziges Säugetier Halitherium Schinzi Kaup.

Dass Flörsheim zur Zeit der Ablagerung des Septarienthons nicht weit von der Meeresküste am Südrande des damals kontinentalen Taunus gelegen war, beweisen die Pflanzenreste, welche durch Th. Geyler [1]) von dort beschrieben wurden; von den ca. 40 Pflanzenarten (meist Landpflanzen) aus dem Septarienthon von Flörsheim am Main führen wir hier an:

Delesserites sphaerococcoides Ettg., eine Alge.
Libocedrus salicornioides Heer. Cupressinee } Coniferen.
Sequoia Sternbergii Heer, Taxodinee } Coniferen.
Pinus palaeostrobus Ettg., Abietinee } Coniferen.
Podocarpus eocenica Ung., Taxacee } Coniferen.
Myrica acuminata Ung., ein immergrüner Strauch.
Populus Heliadum Ung., eine Zitterpappel.
Carpinus producta Ung., Frucht einer Juglandacee.
Quercus Lonchitis Ung., eine Eiche mit gezähnten Blättern.
Cinnamomum Scheuchzeri Heer, ein Zimtbaum.
— polymorphum Al. Braun, ein Kampferbaum.
— lanceolatum Ung.
Laurus primigenia Ung., ein Lorbeerbaum.
Dombeyopsis grandifolia Ung.
Dryandra Schrankii Heer.
Banksia Ungeri Ettg.
— longifolia Ettg.
Eucalyptus oceanica Ung., häufig.

Die Flora des Septarienthons von Flörsheim am Main zeichnet sich aus durch verhältnismässig zahlreiche Nadelhölzer, deren Verwandte jetzt in Nordamerika wachsen; sie bedeckten damals wohl die Höhen des Taunus.

Aus allen angeführten Verhältnissen des Septarienthones in der oberrheinischen Tiefebene geht hervor, dass dieser Meeresarm sich zu selbiger Zeit stärker vertieft und verbreitert hatte, als es zur Zeit des Alzeyer Meeressandes der Fall war: z. B. bei Lobsann im Unter-Elsass besteht der Alzeyer Meeressand aus Strandgeröllen, während der darüberliegende Septarienthon in seiner gewöhnlichen Thonmergelfacies der Hauptverwerfung am Bunten Sandstein anlagert. Im Mainzer Becken folgt allgemein über der Küstenfacies des Alzeyer Meeressandes die tiefere Meeresfacies des Septarienthones; die zahlreichen Küstentiere und die grossen Austernbänke sind im Septarienthon fast vollständig verschwunden. Am Südrande des Taunus blieb die Küste wohl in der alten Richtung, da wir Landpflanzen und weichhäutige Krebse, die sich im Sande und Schlamm nahe der Meeresküste eingraben (Ca-

[1]) Th. Geyler, Verzeichnis der Tertiärflora von Flörsheim am Main, in Ber. Senckenberg. naturforsch. Gesellsch. 1882—1883, S. 285. Frankfurt 1883.

lianassa), im Septarienthon von Flörsheim am Main vorfinden, aber das Meer vertiefte sich auch hier, so dass der offenbar aus weiterer Ferne stammende Thonschlamm durch Meeresströmungen hierher an den Mittelrhein gebracht werden konnte.

Das mitteloligocäne Meer war über dem Wesergebirge offenbar von Anfang an so tief, dass grober Quarzsand und Küstengerölle mit der Strandfauna des Alzeyer Meeressandes hier gar nicht zum Absatz gelangen konnten, vielmehr gleich von vornherein Septarienthon abgelagert wurde (bei Eckardroth und Alsfeld am Vogelsberge auf Bunt-Sandstein, in der Umgegend von Cassel auf Bunt-Sandstein und auf der älteren unteroligocänen Braunkohlenbildung). Allerdings sind die grössten Flächen des Septarienthones im Bereiche des hessischen Waldgebirges und des Wesergebirges in späteren Zeiten fortgewaschen worden, nur in einzelnen kleinen Grabenversenkungen oder geschützt von jüngeren Basaltdecken blieben hier die tertiären Stufen vor der Denudation bewahrt. Jedenfalls geht aus allem hervor, dass das nordeuropäische mitteloligocäne Meer (Belgien, norddeutsche Tiefebene) frei, weit und tief über Mitteldeutschland hinflutete bis zum Mittelrhein, und von hier aus durch den verhältnismässig schmalen Meeresarm der oberrheinischen Tiefebene in Verbindung stand mit dem nordalpinen Meere derselben Zeitperiode.

4) Oberoligocäne marine und brackische Schichten.

(Elsheimer Meeressande, Cyrenen-Mergel.)

In gleichförmiger Lagerung folgt im Mainzer Becken und in der ganzen oberrheinischen Tiefebene über dem Septarienthon ein bis 100 m mächtiges System von feinsandigen Thonmergeln, in denen die ersten grösseren Braunkohlenflöze auftreten. Die untere Hälfte dieser „Cyrenen-Mergel" führt zwischen den gelblichgrauen und grünlichgrauen sandigen Mergeln oft recht ausgedehnte und bis 5 m mächtige lose Glimmersande (in Rheinhessen „Schleichsande" genannt) und festere Glimmersandsteine, in denen häufig Pflanzenreste liegen: auch enthalten diese unteren Cyrenen-Mergel noch vorherrschend marine Mollusken, die sich eng an diejenigen der Alzeyer Meeressande und des Septarienthones anschliessen; nach einem wichtigen Fundorte in Rheinhessen habe ich diese untere Hälfte der Cyrenen-Mergel-Stufe „Elsheimer Meeressande" genannt (Mainzer Becken S. 92, 1883); es sind dies die „Chenopus-Schichten" Weinkauffs. Die Cyrena semistriata Desh., nach welcher brackischen Muschel die „Cyrenen-Mergel" benannt wurden, fehlt in den unteren, 50—60 m mächtigen Elsheimer Schleichsanden vollständig, und liegt erst oben in den „echten" Cyrenen-Mergeln.

Die allmähliche Aussüssung des Meeres in der oberrheinischen Tiefebene während der oberoligocänen Zeit können wir deutlich verfolgen: in den Elsheimer Schichten herrschen marine Mollusken ganz bedeutend vor; wir finden hier eine reiche Meeresfauna (siehe R. Lepsius, Mainzer Becken S. 94—96), aus der wir hier anführen:

Trochus rhenanus Mer.
Natica Nysti d'Orb.
Chenopus (Aporrhais) tridactylus Al. Braun.
Tritonium flandricum de Kon.
Murex pereger Beyr.
Buccinum cassidaria Bronn.
Pleurotoma regularis de Kon.
Corbulomya Nysti Desh.
Corbula Henckeliusiana Nyst.
Tellina Nysti Desh.
Cytherea incrassata Sow.
— subarata Sdbg.
Cyprina rotundata Al. Braun.
Isocardia subtransversa d'Orb.
Cardium scobinula Mer.
Lucina undulata Lam.
Nucula Greppini Desh.
Pectunculus obovatus Lam.
Perna Sandbergeri Desh.
Pecten inaequalis Sdbg.
Ostrea callifera Lam.
— cyathula Lam.

Daneben erscheinen jedoch schon einige brackische Arten:

Hydrobia ventrosa Montf.
Cerithium plicatum Brug. var. papillatum Sdbg.
— Lamarckii Brong.
Nematura lubricella Al. Braun.

Auch Foraminiferen kommen in diesen Elsheimer Schichten vor: ebenso erscheint wieder der im Alzeyer Meeressand so häufige Strandkrebs, Balanus stellaris Al. Braun; auch Haifischzähne (Lamna) zeigen sich hier öfters als in den Septarienthonen.

Einzelne Landschnecken wurden in die Elsheimer Meeressande eingeschwemmt, und zwar sind dies Arten, welche sämtlich auch im untermiocänen Cerithienkalk (Landschneckenkalk von Hochheim), der nächstfolgenden Stufe des Mainzer Tertiärbeckens erscheinen; wir erwähnen hier aus den Sanden von Elsheim und Stadecken, im Selzthale oberhalb Ingelheim gelegen:

Patula multicostata Thom.
Archaeozonites subverticillus Sdbg.
Helix rugulosa Mart.
— lepida Rss.
Pupa lamellidens Sdbg.
Clausilia flexidens Bttg.

Sehr verbreitet sind in dieser Stufe weiche feinkörnige Sandsteine mit Blattabdrücken, in Rheinhessen bei Hessloch, Selzen, Elsheim, Nieder-Olm und anderen Orten, auch bei Offenbach am Main; am

häufigsten sind die Blätter von Cinnamomum Scheuchzeri Heer und C. lanceolatum Ung.; daneben finden sich:

Arundo Göpperti Heer, Stengelreste einer Graminee.
Quercus drymeja Ung., eine Eiche mit gezähnten Blättern.
Castanea atavia Ung.
Carpinus grandis Ung., eine Hainbuche.
Alnus Kefersteini Ung., eine Erle.
Ficus lanceolata Heer, ein Feigenbaum.
Myrica lignitum Ung., ein immergrüner Strauch; die Blätter mit gezähntem Rande.
Apocynophyllum lanceolatum O. Web.
Echitonium Sophiae O. Web.

Alle diese Pflanzenarten sind auch aus der unteren Süsswassermolasse der Schweiz bekannt; die Mehrzahl derselben kommen auch in den etwas jüngeren Sandsteinen von Münzenberg in der Wetterau vor. Der Charakter der Flora ist immer noch ein subtropischer und gleicht demjenigen des südlichen Japan oder der südlichen Vereinigten Staaten von Nordamerika; wir haben oben bereits öfter darauf hingewiesen, dass nordamerikanische Bäume in unserem rheinischen Tertiär eine grosse Rolle spielen.

In dem oberen Teil der Cyrenen-Mergel, in den „echten“ Cyrenen-Mergeln, sind Schleichsande und Sandsteine selten; hier herrschen die blaugrauen bis gelblichgrauen feinsandigen Mergel und fette blaue Thone vor; die ersten Braunkohlenflöze erscheinen hier im Mainzer Becken (Ingelheim); die Fauna wird mehr und mehr eine brackische, ja in den obersten Schichten stellen sich häufig harte graue Kalkbänke, Kalkmergel und weisse kreideartig zerfallende Mergel mit Süsswasserschnecken (Limnaeus fabula Brong., Planorbis cornu Brong.) und zahllosen Früchten einer Süsswasserkalkalge (Chara Meriani Al. Braun) ein.

Die Conchylien der an 40 m mächtigen echten Cyrenen-Mergel liegen zwischen den Thonmergeln in der Regel nur in einigen Betten angehäuft, während die Masse der blaugrauen Schichten fossilfrei ist; als Leitfossilien treten die Cerithien und Cyrenen in ungeheuren Massen auf, zuweilen ganz allein für sich Bänke bis zu 0,5 m Stärke zusammensetzend (Gros bei Alzey); die ursprünglich lose aufgehäuften Schalen sind dann mit zuckerkörnigem Kalkspat sekundär fester verbunden. Diese Leitfossilien sind:

Cyrena semistriata Desh.
Cerithium margaritaceum Brocchi.
— Lamarckii Brong.
— plicatum Brug. var. Galeotti Nyst.

Neben diesen bei weitem vorherrschenden leitenden Versteinerungen reichen eine Anzahl von Fossilien herauf, die bereits in den Elsheimer Schichten vorkommen, jedoch vorwiegend solche Gattungen, die sich an brackisches Wasser gewöhnen können oder lieber in brackischem, als in rein salzigem Wasser leben; das sind vor allem:

Nematura compressiuscula Al. Braun.
— lubricella Al. Braun.
Hydrobia ventrosa Montf.
(= Litorinella acuta Al. Braun).
Neritina alloeodus Sdbg.
Buccinum cassidaria Bronn.
Murex conspicuus Al. Braun.
Cytherea incrassata Sow.
Mytilus acutirostris Sdbg.
Perna Sandbergeri Desh.

Eingeschwemmte Landschnecken und Reste von Landsäugetieren sind in den oberen Cyrenen-Mergeln selten vorgekommen; Zähne von Anthracotberium alsaticum Cuv. sollen im Cyrenen-Mergel von Hochheim gefunden worden sein[1]).

Die oberen Cyrenen-Mergel breiten sich im Bereiche des Mainzer Beckens horizontal etwas weiter aus, als die tieferen Tertiärstufen; so trifft man die Cyrenen-Mergel mit Cyrena semistriata und Cerithium plicatum var. Galeotti auf dem Plateau zwischen Bechenheim, Erbesbüdesheim und Heimersheim westlich von Alzey unmittelbar auf den rotliegenden Sandsteinen und unter der Lössdecke an. Auch auf den rotliegenden Bergen nördlich von Kreuznach bei Langenlonsheim scheinen die echten Cyrenen-Mergel zum Teil ohne Zwischenlage älterer Tertiärschichten direkt dem Rotliegenden aufzulagern.

Am Südrande des Taunus und in der Wetterau besitzen die Cyrenen-Mergel eine bedeutende Ausdehnung; jedocb weiter nördlich erscbeinen bereits von Marburg an statt der brackischen Cyrenen-Mergel die oberoligocänen Meercssande von Cassel und vom Habicbtswalde; mit diesem mitteldeutschen Meere standen jedenfalls die Cyrenen-Mergel des Mainzer Beckens in direkter Verbindung.

Durch die ganze oberrbeinischе Tiefebene binauf lassen sich die Cyrenen-Mergel verfolgen; wir kennen sie von Wiesloch bei Heidelberg, von Oos bei Baden am Rande des Schwarzwaldes, von Kolbsheim und Truchtersheim bei Strassburg im Elsass, von Egisheim bei Colmar und aus der Umgegend von Mülhausen im Ober-Elsass.

Nach der Lagerung und den leitenden Fossilien kann kein Zweifel bestehen, dass die untere Süsswassermolasse der Scbweizer (aquitanische Stufe) und die Cyrenen-Mergel vom bayerischen Alpenrande der mächtigen Stufe der Elsheimer Scbichten und der Cyrenen-Mergel im Mainzer Becken gleichalterig sind, worauf wir bereits oben bei Besprechung der schwäbiscben Molasse-Ablagerungen hingewiesen baben; die Cyrena semistriata und das Cerithium margaritaceum, welche in grosser Menge die Braunkoblenflöze von Miesbach am Alpenrande südlich von München begleiten, sind ganz dieselben Arten, welcbe über dem Braunkohlenflöz der Cyrenen-Mergel von Ingelheim am Rhein liegen. Auch darf darauf bingewiesen werden, dass von allen Scbichten

[1]) Nach C. Koch, Erläuterung zu Blatt Hochheim der geolog. Spezialkarte von Preussen, S. 17. Berlin 1880. Wahrscheinlich nach der Angabe von Hermann von Meyer im N. Jahrb. für Min. 1843, S. 402 von Koch angeführt.

des Mainzer Beckens die sandigen Mergel, die glimmerreichen Sande und Sandsteine der Elsheimer Schichten in petrographischer Beziehung am meisten den Molassegebilden von Oberschwaben und der Schweiz gleichen, so dass für beide Gesteinsarten ein gleicher Ursprung und eine gleichartige Entstehung gedacht werden muss.

5) Die miocänen Schichten im Mainzer Becken.

(Cerithien-, Corbicula-, Litorinellen-Kalke. Braunkohlen im Vogelsberg und in der Rhön.)

Die Aussüssung des Meeres in der oberrheinischen Tiefebene macht zur miocänen Zeit weitere Fortschritte, so dass im Norden der Ebene schliesslich ein isolierter Süsswassersee übrig bleibt. In diese miocäne Zeit gehören im Bereiche des Mainzer Beckens die drei eng miteinander verbundenen Stufen. Cerithienkalk, Corbiculakalk und Litorinellenmergel. Da wo hoch aufgeschlossene Profile, wie in der nächsten Umgebung von Mainz [1]) erlauben, die sämtlichen ca. 70 m mächtigen Schichten Bank für Bank zu verfolgen, lässt sich der ununterbrochene, ruhige und gleichförmige Absatz der Kalke, Kalkmergel und mergeligen Thone dieser miocänen Ablagerung des Mainzer Beckens klar überblicken; auch lässt sich hier am besten an der Hand der ausserordentlich individuenreichen, aber artenarmen Fauna die allmähliche Aussüssung der immerhin noch brackischen Cerithienkalke durch die Corbiculakalke bis zu den ganz ausgesüssten Litorinellenmergeln verfolgen.

Ueber den Cyrenen-Mergeln können wir jedoch in der Regel eine scharfe Grenze gegen die jüngeren Cerithienkalke nachweisen. Schon der plötzliche Wechsel im Gesteinsmaterial macht sich bemerkbar: dort die blaugrauen feinsandigen Mergel, gelegentlich mit Braunkohlen, eine Art Molassebildung, mit einzelnen Conchylienbetten zwischen den fossilleeren Schichten; hier der Absatz von mächtigen Kalkbänken, von Oolithen, von dolomitischen Kalken, hellgelblich bis hellgrau gefärbt, in der Regel ganz erfüllt mit Conchylien, deren Anhäufung im wesentlichen die Kalke selbst erzeugte. An der unteren Grenze der Cerithienkalke stellen sich auch meistens Einschwemmungen von Sand und Kies durch Bäche und Flüsse aus den umliegenden Uferstrecken und Bergen ein, die in den Cyrenen-Mergeln und Septarienthonen vollständig fehlen: die massigen grauen Kalke der grossen Steinbrüche von Oppenheim am Rhein bestehen zwar vorwiegend aus zerbrochenen Molluskenschalen, sie enthalten aber stets in bedeutender Menge Quarzsand und Quarzgerölle; in einem Brunnenschachte eines der dortigen Steinbrüche wurde vor einigen Jahren der typische obere Cyrenen-Mergel unter dem Cerithienkalke ausgegraben. Ebenso beginnen am Taunusrande die Cerithienkalke in den Steinbrüchen bei Hochheim mit Quarzkiesen. Am auffallendsten sind die Sandmassen der Cerithien- und Corbiculakalke in der Wetterau

[1]) Siehe die normalen Schichtenprofile aus dem Steinbruch der Lotharischen Cementfabrik in Weisenau, S. 105—108, und aus dem Tunnel des Kästrich in Mainz, S. 138—141 in R. Lepsius, Mainzer Becken. Darmstadt 1883.

und bei Offenbach am Main: am Wege von Offenbach nach Bieber sieht man in den Gruben der dortigen Cementfabrik die Cerithienkalke mit Quarzkiesen und Quarzgeröllen diskordant oder wenigstens mit ungleichförmiger Auflagerung auf den ausgefurchten Cyrenen-Mergeln aufruhen. Bekannt sind die fossilreichen Cerithiensande von Klein-Karben in der Wetterau. Auch die gelben Sande von Rockenberg und Griedel bei Butzbach und die am Basalte gefritteten Sandsteine, Konglomerate und Thonsteine (gefrittete Thonschichten) von Münzenberg sind nunmehr in ihrer Lagerung aufgeklärt: in den Münzenberger Blättersandsteinen am Steinberg habe ich die leitende Muschel der Corbiculakalke, Corbicula Faujasi Desh., in grösserer Anzahl gefunden, deren Vorkommen an diesem Orte bereits im Jahre 1856 von E. Dieffenbach angegeben wurde [1]); auch habe ich nahe westlich von Münzenberg den Corbiculakalk voller Dreissena Brardi Fauj. und Hydrobia inflata Fauj. über den Sanden der alten Steinbrüche am Höllberge anstehend getroffen; die Münzenberger Sandsteine mit ihrer reichen Flora schön erhaltener Blattabdrücke gehören also der unteren Corbiculakalkstufe an.

Diese Fundorte von Corbiculakalken bei Butzbach und Münzenberg in der Wetterau sind die nördlichsten Punkte, an denen die miocänen Süsswasserkalke des Mainzer Beckens vorhanden sind; weiter nach Norden kommt die Fauna der Cerithienkalke und Corbiculaschichten nicht mehr vor. Nach Osten reichen dieselben Ablagerungen bis nordöstlich von Hanau.

In der Umgegend von Frankfurt sind die Cerithienkalke als bunte Quarzsande an der Strassengabel südlich Vilbel bekannt: der Höhenzug von Frankfurt über Bergen nach Hochstadt enthält die oberen Corbiculakalke mit Corbicula Faujasi, Dreissena Brardi und Hydrobia inflata in typischer Ausbildung; unterhalb Frankfurt wurden bei den Kanal- und Hafenbauten am Main vor einigen Jahren die unteren Corbiculaschichten in einer Facies von grauen Thonmergeln gut aufgeschlossen [2]). Dieselben unteren Corbiculamergel liegen unter pliocänen Thonen in den Ziegeleigruben am Karlshofe nördlich von Darmstadt zu Tage, und wurden erbohrt in einem 215 m tiefen Bohrloche in Darmstadt [3]) nahe der Hauptverwerfung am Granit. Ein Leitfossil für diese unteren Corbiculaschichten in der Umgebung von Frankfurt und Darmstadt ist Melania Escheri Mer., welche brackische Schneckenart bisher nur in diesem Horizonte im Mainzer Becken gefunden wurde.

Etwas weiter nördlich lagern echte Cerithienkalke mit Cerithium Rahtii an der Hauptverwerfung neben rotliegendem Sandstein nahe dem Forsthaus Kalkofen; und noch weiter nach Norden treffen wir bei Langen, mitten zwischen Darmstadt und Frankfurt gelegen, die oberen Corbiculakalke, gefüllt mit Betten von Corbicula Faujasi und Cerithium

[1]) Erläuterung zur Sektion Giessen der geolog. Spezialkarte des Grossherzogtums Hessen im Massstabe 1 : 50,000, S. 71. Darmstadt 1856.

[2]) Fr. Kinkelin, Die Schleusenkammer von Frankfurt-Niederrad und ihre Fauna, in Ber. Senckenberg. naturforsch. Gesellsch. zu Frankfurt am Main, 1884, S. 219—257. Mit 2 Tafeln.

[3]) R. Lepsius, Das Bohrloch der Gebrüder Becker in der Mauerstrasse zu Darmstadt, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, 1890, S. 1—9.

plicatum var. pustulatum; hier hängen diese oberen Corbiculakalke ebenfalls an der Hauptverwerfung, liegen aber östlich derselben unmittelbar auf dem oberrotliegenden Sandstein und enthalten viele Quarzgerölle und Quarzkörner in den unteren Schichten dem porösen gelblichgrauen Kalkstein eingebettet.

Weiter nach Süden dehnte sich der miocäne See, wie es scheint, nur noch bis in die Gegend von Landau in der Vorderpfalz aus, wo die Cerithien- und Corbiculakalke noch im Kahlmitter Berg bei Ilbesheim anstehen; die Cerithienkalke enthalten hier neben den leitenden Cerithien eine grosse Anzahl der bei Hochheim auftretenden Landschnecken.

Im Süden der oberrheinischen Tiefebene finden wir bereits am Tüllinger Berg am Ausgang des Wiesenthales bei Basel und im Becken von Delsberg im Berner Jura die Facies des schwäbiscb-schweizerischen miocänen Tertiärgebietes, wie wir sie oben kennen lernten; im Tüllinger Berg lagert über mächtiger grünlichgrauer unterer Süsswasser-Molasse (= oberoligocäne Cyrenenmergel) weisser mergeliger Kalk, wechsellagernd mit fetten grünlichen Lettenbänken, der wohl 20 m mächtig rings um den Berg herum eine steilere Böschung bildet; in diesen Kalkmergeln sind Planorbis-, Limnaeus- und Helix-Arten nicht selten; diese Kalke gehören dem untermiocänen Horizonte der Helix Ramondi an, da sie Helix rugulosa v. Mart. und andere Leitfossilien dieses Horizontes enthalten.

Das Meer des schwäbisch-schweizerischen Muschelsandsteines (obere Meeresmolasse, untermiocän) war nicht in die oberrheinische Tiefebene eingedrungen; während dieser Zeit entstanden die Cerithien-, Corbicula- und Litorinellenkalke des Mainzer Beckens in einem rings von Land umschlossenen Süsswassersee, in dem noch zum Teil eine brackische Relicten-Fauna des früheren Oligocänmeeres zurückgeblieben war; vielleicht bestand auch noch längere Zeit eine direkte Verbindung mit dem südlichen Meere.

Die Cerithienkalke des Mainzer Beckens sind charakterisiert durch die folgenden Leitformen:

Cerithium Rahtii Al. Braun.
— plicatum Brug. var. pustulatum Al. Braun.
— submargaritaceum Al. Braun.
Neritina callifera Sdbg.
Litorina moguntina Al. Braun.
Stenomphalus cancellatus Thom.
Pisidium antiquum Al. Braun.
Mytilus socialis Al. Braun.
Pinna rugosa Ldwg.
Perna Sandbergeri Desh.

In den Corbiculakalken, die sich wie gesagt ohne Grenze aus den Cerithienkalken entwickeln, treten die Cerithien allmählich mehr und mehr zurück, die Hydrobien und Corbiculn vermehren sich zu ungezählten Mengen. Algen- und Sinterkalke, auch ganze Schichten voll von Röhren der Phryganeen-Larven (Frühlingsfliegen) wechsellagern

mit weichen Mergelbänken; in der Höhe erscheinen mehrere Schalenbetten der Corbicula Faujasi; die ganze Mächtigkeit der Corbiculakalke beträgt bei Mainz ca. 25 m. In den südlichen Teilen von Rheinhessen hatten sich in der Umgegend von Gundersheim und Oberflörsheim bei Worms in dem Corbiculahorizont sehr reine, halbkrystalline Sinterkalke abgelagert, die wegen ihrer Reinheit in grossen Mengen zu industriellen Zwecken Verwendung finden.

Die unteren Schichten der Corbiculakalke sind, wie erwähnt, auf der Ostseite der Rheinebene bei Darmstadt und Frankfurt mehr als graue Thonmergel entwickelt; sie enthalten hier schwache Braunkohlenbänke und als Leitfossilien:

Cerithium plicatum Brug. var. pustulatum Al. Braun.
Melania Escheri Mer.
Hydrobia (Litorinella) obtusa Sdbg.

Die oberen Corbiculakalke enthalten Kalkbänke, welche vorherrschend aus Hydrobien (H. ventrosa Montf. und H. inflata Fauj.) zusammengesetzt sind, und die Schalenbetten von Corbicula Faujasi Desh.; auch Dreissena (= Congeria) Brardii Fauj. liegt hier in grossen Massen.

Die jüngsten miocänen Schichten des Mainzer Beckens, die Litorinellenthone, sind nur in der Umgegend von Mainz und Wiesbaden erhalten; dieselben gehen allmählich aus den Corbiculakalken hervor, werden mergelig und thonreich und führen mehrere dünne Braunkohlenflöze. Die Cerithien und Corbiculn sind hier ganz verschwunden, die Kalkmergel bestehen fast nur aus einem Haufwerke von Millionen der kleinen Süsswasserschnecke Hydrobia ventrosa Montf. (= Litorinella acuta Drap.); in grosser Menge füllen die Dreissenen (Dr. Brardii Fauj.) einige Schichten; daneben liegen:

Neritina fluviatilis L.
Melanopsis callosa Al. Braun.
Paludina pachystoma Sdbg.
Planorbis cornu Brong.
— dealbatus Al. Braun.
Limnaeus pachygaster Thom.
— subpalustris Thom.

Aus einer Schicht nahe dem nördlichen Ausgange des Eisenbahntunnels im Kästrich von Mainz sind beim Bau desselben eine grosse Menge von Fischen vorgekommen, unter denen sich die Gattungen Lebias, Parascopelus und Anapterus befinden; von diesen Gattungen lebt Lebias jetzt sowohl im süssen wie im brackischen und salzigen Wasser, die beiden anderen jedoch nur im Meere.

Auch schöne Rosetten von Gipskrystallen stammen aus diesen grauen Mergeln der Litorinellenschichten des Mainzer Tunnels.

In alle diese miocänen Süsswasserschichten des Mainzer Beckens wurden von den nahen Ufern her sowohl Landconchylien als Landsäugetiere eingeschwemmt; am stärksten bekanntlich in den unteren Teil der

Cerithienkalke bei Hochheim und Flörsheim am Main, zu welcher Zeit hier wohl ein Bach oder Fluss in den Mainzer Süsswassersee eingemündet haben mag; hierbei geradezu von „Landschneckenkalk" zu sprechen, giebt eine irrtümliche Vorstellung, da bei Hochheim nur in ganz gleicher Weise wie an anderen Orten der miocänen Schichten des Mainzer Beckens in die gewöhnlichen Cerithienkalke die Landconchylien eingeschwemmt wurden. Unter diesen Landschnecken von Hochheim, Oppenheim, Nierstein, von Klein-Karben in der Wetterau, von Neustadt an der Hardt, Ilbesheim (Kahlmitter Berg) bei Landau und anderen Orten befinden sich Leitformen des Untermiocän, welche wir bereits oben (S. 570) aus den „Rugulosakalken" von der schwäbischen Alp zum Teil kennen gelernt haben, nämlich [1]):

Helix rugulosa G. v. Mart., häufig bei Hochheim.
— Ramondi Brong. Hochheim, Oppenheim, Nierstein, Ilbesheim.
— osculum Thom.
— oxystoma Thom.
— deflexa Al. Braun.
Archaeozonites subverticillus Sdbg. Hochheim, Nierstein, Dautenheim bei Alzey, Ilbesheim.
Cyclostoma bisulcatum Ziet. (= C. antiquum Brong.) Hochheim, Nierstein, Partenheim, Hessloch, Neustadt, Ilbesheim.
Strophostoma tricarinatum M. Braun.
Cionella lubricella Al. Braun.
Clausilia articulata Sdbg.
Pupa quadrigranata Al. Braun, Klein-Karben, Hochheim.
— flexidens, Rss. Appenheim bei Bingen.
— lamellidens Sdbg.

Obwohl in den miocänen Süsswasserschichten des Mainzer Beckens nicht selten Reste von Wirbel- und Landsäugetieren gefunden wurden, so im Cerithienkalk bei Hochheim Caenotherium commune Brav., Palaeomeryx minor H. v. Meyr.; im Cerithienkalk von Oppenheim Rhinoceros incisivus Kaup etc., so lieferten doch die grösste Ausbeute an solchen Resten die Corbicula- und Litorinellenkalke von Weisenau, vom Kästrich in Mainz, von Mombach und Budenheim unterhalb Mainz und von Wiesbaden; im Jahre 1838 wurden im Fundamentaushub eines Hauses in Weisenau nahe am Rhein eine so grosse Menge von kleinen Wirbeltierknochen im Corbicula- oder im unteren Litorinellenmergel gefunden, dass Hermann von Meyer damals über 1100 Zähne von Krokodilen, über 400 Wirbel von Eidechsen, 120 Wirbel von Salamandern und 530 Wirbel von Schlangen aus diesem Fundorte in Händen gehabt hat [2]); die Tierknochen lagen hier angehäuft kunterbunt durcheinander und mehr oder weniger fragmentarisch, so dass wohl eine Lagerstätte

---

[1]) C. Koch, Erläuterungen zu Blatt Hochheim der geolog. Spezialkarte von Preussen, S. 20—24. Berlin 1880. — R. Lepsius, Mainzer Becken, S. 118—120. Darmstadt 1883.

[2]) Amtlicher Bericht über die 20. Versammlung der Gesellschaft deutscher Naturforscher und Aerzte zu Mainz im September 1842, S. 151. Mainz 1843.

von Raubtieren (? von den Krokodilen) hier im Süsswassersee gelegen haben mag.

Von diesen reichen Fundorten in den oberen Corbiculaschichten von Weisenau und aus den Litorinellenkalken in der Umgegend von Mainz und Wiesbaden führen wir hier die folgenden Wirbeltierreste an [1]):

a. Fische, Reptilien und Vögel.

Perca moguntina H. v. Meyr., ein Barsch; die Barsche leben jetzt in süssen und brackischen Gewässern von Europa, Nordasien und Nordamerika.

Perca Alsheimensis H. v. Meyr.

Cobitis longiceps H. v. Meyr., eine Karpfenart, wie sie jetzt in den süssen Gewässern der alten Welt und von Nordamerika leben.

Lebias Meyeri Ag.

Palaeobatrachus gigas H. v. Meyr., eine grössere Froschart.

Crocodilus (Diplocynodon) Ebertsi Ldwg.

Trionyx (Aspidonectes) Gergensii H. v. Meyr., eine Fluss-Schildkröte.

Emys (Clemmys) rhenana H. v. Meyr., eine Süsswasser-(Sumpf-) Schildkröte.

— (Palaeochelys) taunica H. v. Meyr.

Propseudopus moguntinus Bttg., eine Eidechse.

Salamander und Schlangen in mehreren Arten.

Ardea effosa und A. latipes H. v. Meyr., Reiherarten.

Zahlreiche Knochen von Wasserhühnern.

b. Landsäugetiere.

Caenotherium commune Brav. (= Microtherium Renggeri H. v. Meyr.), ein Dichobunide.

Rhinoceros (Aceratherium) incisivus Kaup.

Tapirus priscus Kaup (= T. helveticus H. v. Meyr.).

Hyotherium typus Pom. (= H. Meissneri H. v. Meyr.), ein Suide.

Amphitragalus Boulangeri Pom. (= Palaeomeryx medius, minor, pygmaeus H. v. Meyr.), ein Moschushirsch ohne Geweih.

Palaeomeryx furcatus Hens. (= P. Scheuchzeri H. v. Meyr.), ein Muntjac-artiger Cervulide.

Amphicyon intermedius H. v. Meyr. }
— dominans H. v. Meyr. } echte Carnivoren.

Lutra Valetoni Geoffr. (= Stephanodon Mombachensis H. v. Meyr.), eine Fischotter.

---

[1]) Die in alle Sammlungen zerstreuten Funde der Wirbeltierreste von Weisenau (am meisten befinden sich im Museum zu Wiesbaden) bedürfen einer Revision, da die oben angeführten Bestimmungen zumeist von Hermann von Meyer herrühren (vgl. oben S. 570, Anmerkg.). — Hermann von Meyer, Summarische Uebersicht der fossilen Wirbeltiere des Mainzer Tertiärbeckens mit besonderer Rücksicht auf Weisenau, in N. Jahrb. Min., 1843, S. 379—410.

Mustela mustelina Pom. (= Palaeogale fecunda H. v. Meyr.), ein Marder.
Didelphys frequens H. v. Meyr. (= Oxygomphius H. v. Meyr.), ein Raubbeuteltier.
Sorex pusillus H. v. Meyr., eine Spitzmaus.
Erinaceus priscus H. v. Meyr. (= Dimylus paradoxus H. v. Meyr.), ein Igel.
Talpa brachychir H. v. Meyr., ein Maulwurf.
Vespertilio insignis H. v. Meyr.. eine Fledermaus.
Chalicomys (Steneofiber) Eseri H. v. Meyr., ein Biber.
Spermophilus superciliosus Kaup, ein Ziesel.
Lagomys (Titanomys) Visenoviensis H. v. Meyr., ein Pfeifhase.
Myoxus murinus Pom. (= Brachymys ornatus H. v. Meyr.), ein Siebenschläfer.

Diese reiche Fauna von Wirbeltierresten aus den Corbiculakalken und Litorinellenthonen von Weisenau, Mainz und Wiesbaden trägt völlig einen miocänen Charakter; sie stimmt ziemlich genau überein mit der Fauna der Rugulosakalke der Umgegend von Ulm, die wir in die untermiocäne Stufe stellten (oben S. 570. 571; allerdings ist z. B. Anchitherium aurelianense, das miocäne Pferd, ein typisches Tier der miocänen Stufe, bisher im Mainzer Becken noch nicht gefunden worden [1]).

Die Land- und Süsswasserschnecken der Cerithienkalke des Mainzer Beckens sind dieselben wie diejenigen der schwäbischen Rugulosakalke. gehören also der untermiocänen Zeit an; die Süsswasser- und Land-Conchylien aus den höheren Schichten des Mainzer Beckens, den Corbicula- und Litorinellenkalken, weichen im wesentlichen kaum von derjenigen der Cerithienkalke ab; auch sind die sämtlichen miocänen Schichten des Mainzer Beckens so innig miteinander verbunden und gehen in jeder Beziehung so allmählich ineinander über, dass die jüngsten Ablagerungen, die Litorinellenthone, bei Mainz und Wiesbaden noch in das Untermiocän, vielleicht bis in die mittelmiocäne Zeit reichend, zu stellen sein werden; dieselben werden diskordant von den unterpliocänen Dinotheriensanden überlagert.

Eine ganz gleichartige Ablagerung wie diejenige der miocänen Kalke des Mainzer Beckens finden wir nur in den Süsswasser-Ablagerungen des Central-Plateaus von Frankreich, in der Umgegend von Clermont: Helix Ramondi, Hydrobien und Phryganeen-Sinterkalke (Indusienkalke) charakterisieren diese untermiocänen Süsswasserschichten der Auvergne [2]) in gleicher Weise wie im Mainzer Becken; möglicherweise bestand zur damaligen Zeit durch einen nach Südwesten strömenden

[1]) Die Angaben von H. v. Meyer und Fr. Sandberger, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 658, Wiesbaden 1870—1875, dass Hippotherium gracile im Litorinellenkalk der Umgegend von Mainz (Mombach, Budenheim) gelegen habe, sind irrtümlich; falls solche Zähne von Hippotherium wirklich vorlagen, stammten sie jedenfalls aus dem Dinotheriumsand der dortigen Gegend.

[2]) C. Lyell, Geologie, übersetzt von B. Cotta, I. Bd., S. 279. Berlin 1857. — A. de Lapparent. Traité de Geologie, S. 1041 ff. Paris 1883.

Fluss eine direkte Verbindung zwischen den Süsswasserseen des Mainzer Beckens und des südlichen Frankreich.

Die Flora der miocänen Zeit des Mainzer Beckens kennen wir am besten aus den gefritteten Sandsteinen von Münzenberg bei Butzbach in der Wetterau und aus den Braunkohlen-Ablagerungen von Salzhausen bei Nidda im Vogelsberge[1]; beide Fundorte liegen nicht weit voneinander entfernt (15 km). Die Sandsteine vom Steinberge zu Münzenberg gehören, wie wir oben erwähnt haben, den Corbiculaschichten des Mainzer Beckens an: eine Schicht der harten violetten und roten Sandsteine ist ganz erfüllt mit Abdrücken und Steinkernen von Corbicula Faujasi; wir können daher die Pflanzenreste von Münzenberg in die untermiocäne Stufe (helvetische Stufe) stellen. Dagegen ist die Lagerung der Braunkohlenschichten von Salzhausen noch nicht aufgeklärt; obwohl ja die Floren der Tertiärzeit schlecht zu einer genaueren Altersbestimmung von Schichten zu gebrauchen sind, da die verschiedenen Arten in der Regel eine ziemlich grosse vertikale Verbreitung besitzen, so dürfte doch die Angabe von Ettingshausen richtig sein, dass die Flora von Salzhausen etwas jünger sei als diejenige von Münzenberg. Eine Anzahl wichtiger Pflanzenarten von Münzenberg und Salzhausen sind identisch mit solchen aus der untermiocänen Braunkohle am Niederrhein (oben S. 203). Wir erwähnen hier die folgenden Pflanzen von Münzenberg und Salzhausen in der Wetterau nach den Bestimmungen von Ettingshausen:

Pteris oeningensis Ung. Salzhausen }
— Gaudini Heer. Münzenberg } Farne.
Aspidium Fischeri Heer. Mzbg. }
Sabal major Ung. Mzbg. Slzh., eine Palme, welche zur oberoligocänen und miocänen Zeit in Europa weit verbreitet war.
Libocedrus salicornoides Endl. Slzh. } Cupressineen.
Glyptostrobus europaeus Heer. Slzh. }
Sequoia Langsdorfii Brong. Slzh. } Abietineen.
Pinus pinastroides Ung. Slzh. }
Podocarpus eocenica Ung. Slzh., Taxinee.
Myrica Vindobonensis Ettg. Mzbg.
Betula prisca Ettg. Slzh. } Birkenbäume.
— Brongniartii Ettg. Slzh. }
Alnus gracilis Ung. Slzh., eine Erle.
Carpinus Heerii Ettg. Mzbg. Slzh.
Quercus Drymeja Ung. Mzbg. Slzh., eine Eiche mit gezähnten Blättern.
— Godeti Heer. Mzbg.
Ulmus Bronnii Ung. Slzh.
Ficus tiliaefolia A. Braun. Mzbg. Slzh., ein Feigenbaum.
Liquidambar europaeum A. Braun. Slzh.
Populus latior A. Braun. Slzh., eine Schwarzpappel.

[1] C. Ettingshausen, Die fossile Flora der älteren Braunkohlenformation der Wetterau, in Sitzungsber. math. naturwissensch. Klasse der k. Akademie der Wissensch., Jahrg. 1868, S. 807 ff. Wien 1868.

Populus mutabilis Heer. Mzbg. Slzh., eine Lederpappel.
Laurus princeps Heer. Mzbg. Slzh. } Lorbeerbäume.
— primigenia Ung. Mzbg. Slzh. }
Cinnamomum Scheuchzeri Heer. Mzbg. Slzh.
— lanceolatum Ung. Mzbg. Slzh.
— Rossmaessleri Heer. Mzbg.
Magnolia Ludwigii Ettg. Slzh.
Banksia Ungeri Ettg. Mzbg. Slzh.
Dryandroides Hagenbachi Heer. Mzbg.
Vitis teutonica A. Braun. Slzbg., eine Weinrebe.
Dombeyopsis Decheni Web. Mzbg. Slzh.
Acer trilobatum A. Braun. Mzbg. Slzh., ein zur oberoligocänen und miocänen Zeit in Europa weitverbreiteter Ahorn.
Rhamnus Heeri Ettg. Mzbg. Slzh.
Juglans acuminata A. Braun. Mzbg. Slzh., ein mit unserer Walnuss Juglans regia L. verwandter Nussbaum.
Rhus deleta Heer. Slzh., ein Sumachbaum.
Gardenia Wetzleri Heer (= Passiflora Braunii Ldwg.) Slzh., eine Rubiacee.

Den Charakter der Floren von Münzenberg und Salzhausen giebt Ettingshausen kurz mit den folgenden Worten (a. a. O. S. 808): „In Münzenberg sind die Proteaceen und andere Pflanzenformen (Banksia, Dryandroides, Persoonia) der neuholländischen Flora durch eine grössere, die Cupressineen, Abietineen, Ulmaceen, Juglandeen durch eine geringere Anzahl vertreten. Die Tropenformen der aquitanischen Stufe (= Oberoligocän) sind hier durch die Gattungen Lygodium, Musophyllum, Araliophyllum und Caesalpinia vermehrt. In Salzhausen kommen diese Tropenformen reichlicher vermengt mit Arten vor, welche der wärmeren gemässigten Zone entsprechen. Endlich treten an letzterer Lagerstätte bereits einige Arten auf, die den (etwas jüngeren) Floren der Lausanne- und der Oeninger Stufe angehören."

Das Braunkohlenlager von Salzhausen enthält zahlreiche, zum Teil sehr grosse und alte Coniferen-Stämme, unter denen die Cupressineen nach den mir vorliegenden schönen Rindenstücken [1]) vorzuwiegen scheinen; auch Abietineen-Stämme und Birkenhölzer sind häufig; stellenweise in grosser Anzahl angehäuft stecken Nüsse (von Juglans acuminata A. Braun und Carya ventricosa Ung.) und Samen der Gardenia Wetzleri Heer in der Braunkohle. Unter den Blattabdrücken von Salzhausen herrschen diejenigen von Juglans und Acer bei weitem vor. Tierreste kamen in der Braunkohle von Salzhausen und in den begleitenden Thonen und Sanden nicht vor, mit Ausnahme

[1]) Die vortreffliche Sammlung, welche der weil. Salineninspektor Tasche in Salzhausen 1840—1870 dort sammelte und die bisher in der Salineninspektion zu Salzhausen aufbewahrt wurde, ist im Jahre 1890 in das grossh. Museum zu Darmstadt überführt worden. Das Braunkohlenlager von Salzhausen wird seit Ende der sechziger Jahre nicht mehr abgebaut. Die dortigen Solquellen dürften wohl dem Zechstein der tiefliegenden Unterlage der Tertiärschichten entfliessen.

eines Frosches, der Rana Salzhausensis H. v. Meyr. [1]) und eines Prachtkäfers (Buprestide) Dicerca Taschei v. Heyd., welche beiden Tiere in der Braunkohle gefunden wurden.

Sehr nahe der Salzhausener scheint die Flora vom Hessenbrücker Hammer, westlich von Laubach an der Wetter im westlichen Gebiete des Vogelsberges gelegen, zu stehen, welche C. Ettingshausen beschrieben hat [2]). Von dieser Lokalität besitzen wir ein genaues Profil, welches Karl Cäsar von Leonhard im Jahre 1827 aufgenommen hatte, als die Braunkohlenflöze am Hessenbrücker Hammer zuerst entdeckt wurden und abgebaut werden sollten; der Betrieb ist seitdem wiederholt aufgenommen worden, jedoch jetzt längst zum Erliegen gekommen; Leonhard konstatierte [3]) an Ort und Stelle die folgenden Schichten von oben nach unten:

1) Dammerde, aus zersetztem Basalt entstanden.
2) Fester Basalt und basaltisches Konglomerat, 12 m mächtig.
3) Plastischer Thon, grau, braun und gelb gefärbt; mit Blattabdrücken, 1,5—4 m mächtig.
4) Braunkohlenlager, 1 m mächtig; viel Lignit; Stammstücke mit Rinde von Birken (Betula); Früchte (Carpolithes).
5) Basalt-Konglomerat, 0,3 m mächtig.
6) Braunkohlenlager, 0,75 m mächtig; im Lignit kam hier Retinit (Bernstein) vor.
7) Basalt-Konglomerat, 0,75—1 m mächtig.
8) Braunkohlenlager, 17 m mächtig; auf den Spalten sind sehr kleine Gipskrystalle ausgeschieden.
9) Basalt-Konglomerat mit plastischem Thon, 0,75—1 m mächtig.
10) Braunkohlenlager, 1—1,25 m mächtig.
11) Basalt-Konglomerat, 1—1,25 m mächtig.
12) Braunkohlenlager, 2,5—3 m mächtig.
13) Basalt-Konglomerat mit grossen Basaltblöcken und mit Quarzgeröllen, 12 m mächtig.
14) Thonige Braunkohle, 0,75 m mächtig.
15) Basalt-Konglomerat, 0,4 m mächtig.
16) Braunkohlenlager mit Lignit.

---

[1]) Hermann von Meyer hat den Frosch aus der Braunkohle von Salzhausen und die kleine, wohl dazu gehörige Larve (Kaulquappe) erwähnt und ohne nähere Beschreibung benannt im N. Jahrb. Min. 1852, S. 467. — Die Originale befinden sich jetzt im Darmstädter Museum. Auffallenderweise liegen der Frosch und die Kaulquappe nur im Abdruck (Ober- und Unterseite der Abdrücke sind vorhanden) in der Braunkohle mit scharf gezeichneter Umrandung der verkohlten Leiber; die Knochen sind verschwunden, wohl sekundär zerstört von Eisenvitriol oder ein anderes Lösungsmittel; nur bei der Larve erkennt man eine Verdickung der Masse in der Richtung der Wirbelsäule. Die sekundäre Zerstörung von Kalkskeletten und Kalkschalen (der Mollusken) ist übrigens in Braunkohlen eine nicht seltene Erscheinung.

[2]) C. Ettingshausen, Die fossile Flora der älteren Braunkohlenformation der Wetteran; in Sitzungsber. math. naturwissensch. Klasse der kaiserl. Akad. Wissensch., Bd. 57, I. Abtlg., S. 807 ff. Wien 1868.

[3]) K. C. v. Leonhard. Die Basaltgebilde in ihren Beziehnngen zu normalen und abnormen Felsmassen, Bd. II, S. 53 ff. Stuttgart 1832.

In dieser Braunkohle Nr. 16 stand damals (1827) der 68,75 m tiefe Schacht mit seiner Sohle; später wurde derselbe weiter abgeteuft: das Braunkohlenlager Nr. 16 erwies sich als sehr mächtig und folgten unter demselben bituminöse Thone, in denen ein Zahn von Palaeomeryx gefunden wurde [1]). Das Alter der Braunkohlen vom Hessenbrücker Hammer wird zwar durch die von Ettingshausen beschriebene Flora nicht hinreichend genau fixiert; jedoch wenn wir diese Floren von Salzhausen und vom Hessenbrücker Hammer mit den Floren der jüngeren pliocänen Braunkohlen der Wetterau und bei Frankfurt (siehe unten S. 643. 644) vergleichen, so haben wir hier jedenfalls eine etwas ältere Flora vor uns, welche diesen Braunkohlen-Ablagerungen wohl ein obermiocänes Alter zukommen lassen. Das Profil von Leonhard zeigt, dass zur Zeit der Ablagerung der Hessenbrücker Braunkohle die Basaltausbrüche des Vogelsberges bereits in vollstem Gange waren.

Die Blättersandsteine der Corbiculaschichten von Münzenberg sind jedenfalls älter als die Basalte, welche diese Schichten dort durchbrochen und gefrittet haben. Die Braunkohle von Salzhausen ist zwar älter als die grossen Basaltströme der nächsten Umgebung von Salzhausen; aber in einem Bohrloche, das die 24 m mächtige Braunkohle durchbohrte, wurde unter 16 m plastischem Thon in einer Tiefe von 65 m ein olivinreicher Basalt angetroffen [2]).

Die grössten Braunkohlenlager von Oberhessen breiten sich bei Dorheim, Bauernheim, Dornassenheim, Weckesheim und Reichelsheim bis gegen Berstadt südöstlich von Münzenberg in der Wetterau aus; in diesem ganzen Gebiete liegen die Braunkohlenflöze und die sie begleitenden Thone und Sande über den Basaltströmen der dortigen Gegend; die bisher von dort bekannt gewordenen Pflanzen und Tierreste scheinen diesen Ablagerungen ein pliocänes Alter zu geben (siehe unten S. 644). Ebenso soll das mächtige Braunkohlenlager von Seligenstadt am Main dem Pliocän angehören.

In der Umgegend von Frankfurt sind Braunkohlenflöze im oberoligocänen Cyrenenmergel bei Berkersheim, Gronau (bei Vilbel) und oberhalb Seckbach, nordöstlich von Frankfurt gelegen, bekannt [3]); ebenso ist durch die leitenden Fossilien nachgewiesen, dass die Braunkohlenflöze von Diedenbergen [4]) (zwischen Wicker und Hofheim nordöstlich von Hochheim am Main) und von Nieder-Ingelheim [5]) im oberen Cyrenenmergel liegen.

Dagegen bleibt es noch ungewiss, welches Alter dem mächtigen

---

[1]) E. Dieffenbach, Erläuterung zur Sektion Giessen der geolog. Spezialkarte vom Grossh. Hessen im Massstabe 1:50,000, S. 56. Darmstadt 1856.

[2]) E. Dieffenbach, Erläuterung znr Sektion Giessen der geolog. Spezialkarte des Grossh. Hessen im Massstabe 1:50,000, S. 58. Darmstadt 1856.

[3]) C. Koch, Erläuterungen zu Blatt Frankfurt der geolog. Karte von Prenssen, S. 9. Berlin 1880. — Fr. Kinkelin, Ueber Fossilien aus Braunkohlen der Umgebung von Frankfurt, in Ber. Senckenberg. naturforsch. Gesellsch., S. 168. Frankfurt 1884.

[4]) Fr. Kinkelin, a. a. O. 1884, S. 172.

[5]) R. Lepsius, Mainzer Becken, 1883, S. 81.

Braunkohlenlager von Messel nordöstlich von Darmstadt zuzuschreiben ist; die fette, aschenreiche Braunkohle bei Messel lagert auf Granit und Oberrotliegendem Sandstein in einer Grabenversenkung [1]). Die zahlreichen Reste von Krokodilen aus diesen Braunkohlen wurden von R. Ludwig als Crocodilus Ebertsi und Alligator Darwini beschrieben [2]) und gehören wohl zur Gattung Diplocynodon; ausserdem sind Reste von ganoiden Fischen mit rhombischen Schmelzschuppen (dem Lepidosteus verwandt, dem Knochenhecht, der jetzt in den Flüssen der südlichen Staaten von Nord-Amerika, von Cuba und von Central-Amerika lebt) und ein ziemlich vollständiges Vogelskelett (im Museum zu Darmstadt) aufgefuuden worden. Da dieselben Krokodilzähne wie in Messel auch in Cerithien-, Corbicula- und Litorinellenkalken der Umgegend von Mainz und Wiesbaden häufig vorkommen und die nächstliegenden Tertiärschichten zwischen Darmstadt und Frankfurt den Cerithien- und Corbiculakalken angehören, so ist es mir am wahrscheinlichsten, dass die Messeler Braunkohle in der untermiocänen Zeit sich gebildet hat.

Im Rhöngebirge wurden an verschiedenen Orten Braunkohlen-Ablagerungen unter den Basalten und über dem dortigen triasischen Grundgebirge (Buntsandstein und Wellenkalk) aufgeschlossen und zeitweise ausgebeutet; durch die Bemühungen von E. Hassencamp in Fulda gelangten aus diesen tertiären Schichten eine Anzahl von Pflanzenresten unter das sachkundige Auge von O. Heer und die wenigen Tierreste in Sandbergers Hände [3]). Am ältesten ist nach den Bestimmungen der Pflanzen durch O. Heer die Papierkohle von Sieblos bei Poppenhausen; daselbst bildet der Buntsandstein den Untergrund, auf demselben liegen Sande und Thone, dann das Lager von Papierkohle, Glanzkohle und Mergel mit Blattabdrücken; endlich obenauf Basaltgerölle. „Die häufigsten Pflanzen sind Mimosites Haeringiana Ettg., Cinnamomum lanceolatum Ung. und Rhus cassiaeformis Ettg.; die zahlreichen feinblätterigen Leguminosen (8 Arten) und Anacardiaceen (Rhus, Sumachbäume), die Myrten- und Zimtbäume geben der Flora von Sieblos einen sehr südlichen Charakter, um so mehr, da die Buchen-, Birken- und Ahornarten, welche in den Braunkohlen von Eisgraben und Bischoffsheim (siehe unten) sehr häufig sind, hier ganz fehlen. Die fast kreisrunden Blätter einer Seerose (Nelumbium Casperianum Heer), dann zahlreiche Fischreste (Smerdis, Lebias, Cyclurus), eine Froschart (Palaeobatrachus gracilis H. v. Meyr.), ein Krokodil und zwei schöne Libellen (Lestes vicina Hag. und Heterophlebia jucunda Hag.) zeigen, dass ein

[1]) C. Chelius, Erläuterung zu Blatt Messel der geolog. Karte des Grossh. Hessen im Massstabe 1 : 25,000, S. 25 ff. Darmstadt 1886.

[2]) R. Ludwig, Fossile Crocodiliden aus der Tertiärformation des Mainzer Beckens; in Palaeontographica, Suppl. III, Liefg. 4 und 5. Cassel 1877.

[3]) E. Hassencamp, Geologisch-paläontologische Untersuchungen über die Tertiärbildungen des Rhöngebirges, in Würzburger naturwissensch. Zeitschr., I. Bd., S. 193—213, mit 1 Tafel. Würzburg 1860. — Oswald Heer, Die tertiäre Flora der Schweiz, III. Bd., S. 299 ff. Winterthur 1859. — Fr. Sandberger, Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 447 ff. Wiesbaden 1870—1875.

Süsswassersee an dieser Stelle gewesen ist, und die Reste von Schilfblättern und die zahlreichen Sumacharten (Rhus) deuten auf eine morastige Umgebung desselben" (O. Heer a. a. O. S. 300).

Nach dem Charakter der Flora stellt O. Heer die Braunkohlen-Ablagerung von Sieblos in seine tongrische Stufe (= mitteloligocän) und vergleicht sie mit derjenigen von Häring[1]) bei Kufstein im Innthal. Fr. Sandberger kennt aus den Kalkmergeln von Sieblos: Melania Nystii Duch., Melania fasciata Sow., Euchilus Chastelii Nyst und Planorbis depressus Nyst, Süsswasserschnecken, welche in den unteroligocänen Braunkohlen-Ablagerungen der Umgegend von Cassel (Gross-Almerode, Nordhausen) und in den ungefähr gleichalterigen Hempsteadschichten in England zum Teil als leitende Fossilien liegen[2]). Es würde demnach hier bei Sieblos in der Rhön ein Süsswassersee zur unter- oder mitteloligocänen Zeit bestanden haben.

Aus den Braunkohlen von Kaltennordheim und Tann in der nördlichen Rhön, von Roth und von Eisgraben bei Fladungen und von Bischoffsheim in der südlichen Rhön erhielt O. Heer durch Hassencamp eine nicht genügende Anzahl von Pflanzen, um das Alter dieser Braunkohlenthone genau bestimmen zu können; jedoch rechnet er die ersteren Fundorte zur unteren Süsswassermolasse der Schweiz (oberoligocän), Bischoffsheim zur Oeninger Stufe (obermiocän). Auch Land- und Süsswasserschnecken sind nur in beschränkter Anzahl gefunden worden, nach denen Sandberger die Entstehung der Schichten von Tann, Kaltennordheim und Roth in die untermiocäne Zeit stellt[3]). Bemerkenswert ist das Vorkommen von Melania Escheri Mer., einer Leitform der unteren Corbiculaschichten des Mainzer Beckens.

In der Umgegend von Cassel, im Habichtswalde und am Meissner, lagern über dem Bunten Sandstein oder Muschelkalk und unter den zur jüngeren Tertiärzeit reichlich geflossenen Basaltströmen weit ausgedehnte tertiäre Ablagerungen und zahlreiche, jetzt isolierte Reste solcher Ablagerungen, welche in der oligocänen Zeit entstanden; dieselben schliessen sich eng an die norddeutschen Tertiärgebilde an, so dass wir sie später zusammen mit diesen betrachten werden.

6) Die pliocänen Schichten in der oberrheinischen Tiefebene.

(Vergleiche die Uebersichtstafel X.)

Diskordant auf der denudierten Oberfläche der miocänen Stufen und in übergreifender Lagerung breiten sich im Mainzer Becken und in der Wetterau pliocäne Quarzsande und Thone aus; auch in den übrigen Teilen der oberrheinischen Tiefebene dürften diese Schichten eine bedeutende Ausdehnung und zumeist eine ansehnliche Mächtigkeit

[1]) C. W. Gümbel rechnet die Braunkohlen-Ablagerung von Häring (und Reit im Winkel) noch zum Obereocän, siehe Geognost. Beschr. des Bayer. Alpengebirges, S. 593 ff. Gotha 1861.

[2]) Fr. Sandberger, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 320. Wiesbaden 1870—1875.

[3]) Daselbst, S. 448.

besitzen. Nachdem die untermiocänen Süsswasserkalke im Mainzer Becken während der jüngeren miocänen Zeit, aus der wir keine Ablagerungen (vom Alter der Kirchberger, Oeninger und Sylvanaschichten) am Mittelrhein kennen, ziemlich stark denudiert worden waren, so dass z. B. die jüngsten Litorinellenthone nur in der nächsten Umgegend von Mainz und Wiesbaden erhalten blieben, scheint eine neue tiefere Senkung zu Anfang der pliocänen Zeit stattgefunden zu haben, durch welche die ganze oberrheinische Tiefebene von Basel bis Mainz, Frankfurt und Hanau wiederum in einen grossen Süsswassersee umgewandelt wurde; in diesen See wurden reine Quarzsande, viele Quarz- und Quarzitgerölle und ungemein feine, zumeist gänzlich kalkfreie Thone eingeschwemmt; dabei entstanden die zarten weissen, fast eisenfreien Kaolinthone, welche in der Vorderpfalz bei Grünstadt, die hellgrauen Töpferthone, welche bei Hettenheim und Lautersheim bei Grünstadt, zu Urberach, Eppertshausen, Gross-Zimmern bei Darmstadt, zu Klingenberg am Main oberhalb Aschaffenburg, die sogen. „Klebsande“ (feine kalkfreie Sande, durch Kaolinbindemittel fettig anzufühlen), welche zu Eisenberg bei Grünstadt, zu Ost- und Westhofen bei Worms, am Karlshofe bei Darmstadt für Herstellung feuerfester Ziegel, guter Verblendziegelsteine (Hainstadt am Main) und von bester Steingut- und Töpferware gewonnen werden.

Charakteristisch für diese Schichten ist die Reinheit der Quarzkörner und der Thone, im Gegensatz zu den unreinen Thonen und den mit vielen verschiedenartigen Gesteinen untermischten Geröllen und Sanden des Diluviums; die im Diluvium so zahlreichen grossen und kleinen Gerölle von Buntsandstein und Muschelkalk, von Dioriten, Gabbros, Graniten und anderen Gesteinen der Bergstrasse, sowie von alpinen Graniten fehlen in den pliocänen Sanden und Schottern in der Regel vollständig. Wir dürfen hieraus schliessen, dass der Rhein mit seinen grossen Nebenflüssen, dem Neckar, dem Main und anderen, zur pliocänen Zeit noch nicht existierte; dass die Randgebirge zu beiden Seiten der oberrheinischen Tiefebene noch nicht so hoch emporragten über dieselbe wie jetzt und wie während der Diluvialzeit; und dass die Gesteinsmaterialien, die feinen Thone und Quarzsande wesentlich von Norden her dem grossen Basel-Mainzer Süsswassersee der pliocänen Zeit zugeführt wurden. Die Entstehung der ganz reinen Kaolinthone, wie sie bei Grünstadt in der Vorderpfalz, auch zu Kleestadt bei Dieburg in der Unter-Main-Ebene mit reinen Quarzsanden (sogen. „Glassanden“) wechsellagern, dürfte schwer zu erklären sein; auch der Umstand, dass Thone, die zu gewissen technischen Zwecken, wie für Porzellan und Steingut, für feuerfeste Steine und Verblendsteine, brauchbar sind, sich nur in dieser pliocänen Stufe in der oberrheinischen Tiefebene, niemals in den älteren Tertiärstufen oder im Diluvium vorfinden, dürfte auf den Ursprung dieser Seeablagerungen am Mittel- und Oberrhein ein eigentümliches Licht werfen; ebenso ist der meist völlige Mangel an Kalkgehalt in den pliocänen Thonen und Sanden, im Gegensatz zu allen stets ziemlich kalkreichen Diluvialablagerungen auffällig und muss in Zusammenhang gebracht werden mit ihrer Entstehung. Auffallend ist auch das vollständige Fehlen aller Molluskenschalen in diesen Schichten

der oberrheinischen Tiefebene; nur eingeschwemmte Reste von Landsäugetieren und von Pflanzen wurden bis jetzt in dieser Pliocänstufe in unseren Gegenden aufgefunden.

Nach den Resten von Landsäugetieren können wir einen unteren und oberen Teil der pliocänen Ablagerungen in der oberrheinischen Tiefebene unterscheiden: die unteren pliocänen Sande und Thone mit Mastodon longirostris und Dinotherium giganteum — die oberen pliocänen Sande und Thone mit Mastodon arvernensis und Pinus Cortesi; dabei muss ich gleich bemerken, dass Mastodon arvernensis bis jetzt im Bereiche des oberrheinischen Gebirgssystems nur bei Fulda gefunden worden ist. Da unsre Kenntnis der oberpliocänen Schichten in der oberrheinischen Tiefebene erst aus den letzten Jahren stammt, das Gesteinsmaterial der oberen und unteren pliocänen Stufen ein gleichartiges ist, und wie gesagt Fossilien in diesen pliocänen Schichten überhaupt selten sind, so können wir die beiden Teile der Pliocänstufe bis jetzt nur an wenigen Orten mit Sicherheit voneinander scheiden; dass jedoch beide Teile in dem ganzen Gebiete der Rheinebene von Basel bis Mainz und bis in die grosse Bucht am unteren Main bei Hanau und Aschaffenburg überall vorhandeu sind, ist mir nach meiner bisherigen Kenntnis dieser Schichten nicht zweifelhaft.

Die ausserordentlich grossen und zahlreichen Basaltausbrüche, welche die ca. 40 Quadratmeileu bedeckenden Basaltströme des Vogelsberges erzeugten, auch wohl die Basalt- und Phonolithausbrüche der Rhön, scheinen vorherrschend in der obermiocänen und in der pliocänen Zeit geschehen zu sein; denn die pliocänen Sande und Thone lagern sowohl zwischen als besonders über den Basaltströmen im Vogelsberge, währeud die untermiocänen Corbicula- und Cerithienkalke und -Sande in der Wetterau älter sind als die Basalte des Vogelsberges und seiner Umgebung.

Die unterpliocänen Sande.

(Dinotheriumsand.)

Seit Anfaug dieses Jahrhunderts gelangten Zähne und Knochen von Landsäugetieren aus den Sandgruben bei Eppelsheim, einem Dorfe mitten zwischen Worms und Alzey in Rheinhessen gelegen, in das Museum zu Darmstadt; im Jahre 1835 fanden Kaup und Klipstein im Sande bei Eppelsheim den berühmten, fast vollständigen Schädel des Dinotherium giganteum, welchen sie an das British Museum in London verkauften. Auch in den jüngsten Zeiten wird das Darmstädter Museum alljährlich bereichert durch Funde fossiler Säugetierreste nicht nur aus den Sandgruben bei Eppelsheim, sondern auch von verschiedenen anderen Orten in der Umgegend von Worms und Alzey.

Das Dorf Eppelsheim liegt in einer flachen Thalsenke 6 km südöstlich von Alzey an der Bahnlinie, welche von Alzey nach Worms hinausführt; die Marke der europäischen Gradmessung am Bahnhofe zu Eppelsheim zeigt eine Höhe von 203,24 m über Normalnull an, während die Höhe des Rheinpegels bei Worms 85,78 m über Meer beträgt. Geht man aus dem Dorfe Eppelsheim nach Norden hinaus

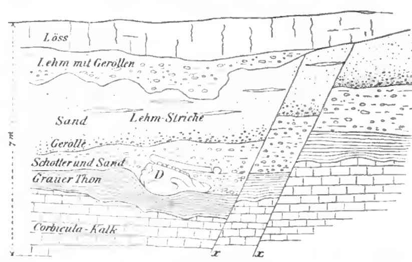
auf dem Feldwege, der nach Dautenheim führt, und steigt man eine Viertelstunde über Lössboden den sanften Berghang hinauf, so gelangt man an kleine Steinbrüche in echtem oberen Corbiculakalk, der sich hier auf der Südseite des Kloppberges weit verbreitet; in diesen Feldern „am Jägerbauer“ sind stets mehrere Sandkanten offen, deren gelbe, rötliche und weisse Quarzsande in wechselnder Mächtigkeit die ehemals ausgespülten Furchen und Höhlungen in der Oberfläche der Corbiculakalke ausfüllen: dies sind die berühmten knochenführenden Sande von Eppelsheim.

Interessant sind einige Angaben aus der Beschreibung des Ortes, an welchem Kaup und Klipstein im Jahre 1835 den gewaltigen, ziemlich vollständigen Schädel des Dinotherium giganteum auffanden, und die beiden nachstehenden Profile [1]). Zunächst auf dem Corbiculakalk lagert ein blaugrauer fetter Thon mit Thoneisennieren von wechselnder Mächtigkeit (bis zu 2 m); darüber folgen grobe Quarzschotter, gelbe Quarzsande und -Kiese, das eigentliche Knochenlager, ebenfalls von wechselnder Mächtigkeit, mit Brauneisenkonkretionen; auch werden die Gerölle unregelmässig zu Konglomerat verkittet durch Brauneisen. Die schweren grossen Knochen von Dinotherium, Mastodon etc. liegen im Geröllbette unmittelbar über und auf dem Thon; die Unterkiefer und Schädel wurden in der Regel mit den Zähnen nach oben gerichtet aufgefunden; die Längsrichtung der grösseren Knochen war konstant NW—SO, so dass wohl anzunehmen ist, dass diese Knochen durch einen ziemlich starken Strom von Nordwesten hergeflösst wurden. Auf die Natur der Gerölle, wie sie von Kaup und Klipstein angegeben wird (a. a. O. 1836, S. 12), darf kein Gewicht gelegt werden, da diese Autoren das diluviale Alter der oberen Schichten nicht erkannten und unter den Geröllen offenbar solche aus den jüngeren diluvialen Geröllbetten anführen. Wie gesagt, bestehen die Gerölle der Dinotheriensande fast nur aus stark abgerundeten Quarzen und Quarziten; an der 14-Nothelfer-Kapelle auf der Höhe über Ockenheim bei Bingen fand ich in den gelben Dinotheriumschottern ein ziemlich grosses Gerölle von buntem Achat, der jedenfalls aus den Melaphyren an der oberen Nahe (Idar-Oberstein) herstammt, so dass dort ein Zufluss des Gesteinsmaterials von Westen her zu konstatieren ist.

Sehr zu bemerken sind auch die Verwerfungen, welche in den beiden Profilen nicht nur die tertiären Schichten, sondern auch die mittleren Diluvialsande durchschneiden; der durch eine Verwerfung zerbrochene und getrennte Unterkiefer vom Mastodon ist auch eine seltene Erscheinung!

---

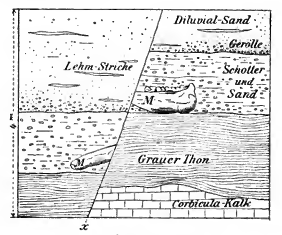
[1]) A. v. Klipstein und J. Kaup, Beschreibung und Abbildungen von dem in Rheinhessen aufgefundenen kolossalen Schädel des Dinotherium gigantenm mit geognostischen Mitteilungen über die knochenführenden Bildungen des mittelrheinischen Tertiärbeckens. Mit Atlas von VII Tafeln. Darmstadt 1836. Den Schädel stellten Kaup und Klipstein im Jahre 1836 längere Zeit auf einem Boulevard in Paris aus (daher die französische Ausgabe der obigen Abhandlung, Description d'un crâne colossal de Dinotherinm giganteum trouvé dans la province rhénane dn Grand-Dnché de Hesse-Darmstadt, précédée d'une Dissertation géologique etc., Paris 1837) und verkauften ihn dann an das British Museum in London.



Profil 125

der Lagerstätte des im Jahre 1835 am Jägerbauer bei Eppelsheim aufgefundenen Dinotherium-Schädels, nach Kaup und Klipstein, a. a. O. 1836, Taf. VI, Fig. 4.

Löss
Lehm mit Geröllen } oberes Diluvium.
Sand, unten Gerölle, mittleres Diluvium mit Spermophilus, Arctomys.
Schotter und Sand
D Dinotherium-Schädel } unterpliocän.
Grauer Thon
Corbiculakalk, untermiocän.
xx = Verwerfungen.



Profil 126.

Mastodon-Unterkiefer zerbrochen und getrennt durch eine Verwerfung, nach Kaup und Klipstein a. a. O. 1836, Taf. VI, Fig. 3.

Mittlere Diluvialsande.
Schotter und Sand (Dinotheriumsand)
M Mastodon-Unterkiefer } unterpliocän.
Grauer Thon
Corbiculakalk, untermiocän.
x = Verwerfung.

Die unterpliocänen Dinotheriumsande verbreiten sich in Rheinhessen über grosse Flächen bis nach Bingen und Mainz hin; wahrscheinlich sind sie auch am Südrande des Taunus vorhanden [1]). Funde von Säugetierresten, und zwar am häufigsten Zähne von Mastodon, sind indessen nur gemacht worden, ausser bei Eppelsheim: bei Ost- und Westhofen, nordwestlich von Worms gelegen, bei Oppenheim, Laubenheim nahe Mainz, Hangenwahlheim nahe Guntersblum, Esselborn und Kettenheim nahe Alzey, Heimersheimer Berg nahe Alzey und bei Bermersheim nahe Albig [2]). Das Profil über der Kirche von Laubenheim bei Mainz ist noch jetzt gut aufgeschlossen: unmittelbar auf dem oberen Corbiculakalke liegen hier die reinen groben, weissen und gelben Quarzsande der unterpliocänen Dinotheriumstufe, welche nach den chemischen Analysen von Egger [3]) aus 93,7 bis 96,4 % Kieselsäure bestehen, zum Unterschied von den unreinen diluvialen Sanden, die nur 60 % Kieselsäure enthalten; nach der Angabe von Fr. Voltz sollen in diesen Sanden Dinotherium und Mastodon gefunden worden sein [4]). Darüber folgten Sandsteine (verkittete Sande) und blaugraue Thone; aus beiden Schichten erwähnen L. Becker und Fr. Voltz Blattabdrücke [5]). Die ca. 5 m mächtigen unterpliocänen Sande und Thone werden von einem dicken Lössmantel überdeckt, in dessen unteren Partieen wie gewöhnlich grobe Gerölle eingebettet liegen.

Wie sich die unterpliocänen Sande und Thone mit Dinotherium in Rheinhessen verhalten zu den oberpliocänen Sanden und Thonen am Mittelrhein, ist wie gesagt noch nicht genauer festgestellt; es scheint

---

[1]) Die „Oberen Tertiärsande" b: von C. Koch auf seinen Karten und Erläuterungen zu den Blättern am Taunus der preuss. geolog. Karte gehören zum Teil in die pliocäne Stufe; zum Teil sind auch ältere Tertiärsande von C. Koch, so b$_4$, der pliocänen Stufe zu überweisen.

[2]) Von den genannten Orten befinden sich Stücke von Mastodon, Dinotherium, Hippotherium etc. im Darmstädter Museum, zum Teil von mir selbst an Ort und Stelle ausgegraben.

[3]) E. Egger, Chemische Analysen von tertiären und diluvialen Gesteinsarten aus den Brüchen von Weisenau und Laubenheim bei Mainz, mit einer Vorbemerkung von R. Lepsius, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, 1888, S. 25 ff.

[4]) Fr. Voltz, Geologische Bilder aus dem Mainzer Becken, S. 87. Mainz 1852.

[5]) L. Becker, Untersuchung der Gebirgsschichten im Kästrich zu Mainz und in den Steinbrüchen bei Laubenheim. Mit Tafel. Beiträge zur Landes-, Volks- und Staatskunde des Grossherz. Hessen, herausgeg. vom Verein für Erdkunde zu Darmstadt, I. Heft, S. 258 ff. Darmstadt 1850. — Fr. Voltz, Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Grossh. Hessen, S. 30. Mainz 1852. — L. Becker bildet 4 Blätter von Laubenheim ab; Fr. Voltz nennt Daphnogene cinnamomeifolia Ung. und Quercus angustilobata A. Braun. — Fr. Sandberger, Conchylien des Mainzer Beckens, S. 455, Wiesbaden 1863, giebt an, dass Göppert die Blattabdrücke von Laubenheim bestimmt habe; leider führt Sandberger aber gleichzeitig als zweiten Fundort Bodenheim an, an welchem Orte kein Dinotheriumsand, wohl aber Sandsteine mit Blattabdrücken der Elsheimer Sande (untere Cyrenenmergel) anstehen. Es wäre sehr wichtig, wenn wir eine unzweifelhafte Flora aus den unterpliocänen Dinotheriensanden von Laubenheim besässen und dieselbe mit den Floren der Wetterauer Braunkohlen vergleichen könnten! Jetzt sind in den unterpliocänen Schichten bei Laubenheim keine Blattabdrücke mehr zu finden; wo sich die Originale zu Beckers, Voltz' und Göpperts Bestimmungen der Pflanzen von Laubenheim befinden, ist mir nicht bekannt.

mir, dass die älteren und die jüngeren Schichten ohne scharfe Grenze und ohne einen wesentlichen Gesteinswechsel ineinander übergehen.

Die berühmte Fauna der unterpliocänen Sande ist von den oben genannten Fundorten (die meisten Arten von Eppelsheim) in Rheinhessen die folgende:

Dinotherium giganteum Kaup [1]). Vollständiger Schädel, mehrere Kiefer mit allen Zähnen (auch Milchgebiss), dann Schulterblatt, Humerus, Ulna, Radius, Femur, Tibia, Os cuneiforme, Beckenknochen und Wirbel.
Mastodon longirostris Kaup [2]). Zahlreiche Zähne; Unter- und Oberkiefer; Wirbel.
Rhinoceros (Aceratherium) incisivus Kaup, häufig.
— — Goldfussi Kaup.
— — minutus Cuv.
— Schleiermacheri Kaup.
Tapirus priscus Kaup.
Hippotherium (Hipparion) gracile Kaup, häufig.
Chalicotherium Goldfussi Kaup.
Sus antiquus Kaup.
— palaeochoerus Kaup.
Dorcatherium Naui Kaup, eine hornlose Hirschart; dem Moschustier von Mittelasien verwandt.
Palaeomeryx (Cervus) dicranoceros Kaup. Geweih mit langem Rosenstock und einfacher Gabel; ein mit dem Cervulus Muntjac von Java und Sumatra verwandter älterer Hirschtypus. Eine Reihe von Hirscharten, die Kaup nach Eppelsheimer Funden aufstellte, Cervus anoceros, trigonoceros, curtoceros, nanus, Bertholdi, Partschi, werden zum Teil ident mit dem P. dicranoceros sein.
Palaeomeryx furcatus Hens. (= Dicroceros elegans Lart.), einfach gegabelte Geweihstangen.
Macrotherium giganteum Cuv., ein grosses Krallenglied (das schon Cuvier abbildete) und Phalange, einem sehr grossen Edentaten zugeschrieben.
Chalicomys Jaegeri Kaup, ein Biber.
Machairodus cultridens Cuv., ein gewaltiges Raubtier (Felide, tigerartig) mit langen säbelförmig gebogenen oberen Caninen (Eckzähnen) und scharfen Reisszähnen.
Felis (Machairodus) ogygia Kaup [3]).

[1]) O. Weinsheimer, Ueber Dinotherium giganteum Kaup. Mit 3 Tafeln (Abbildungen von Stücken im Darmstädter Museum); in Paläontolog. Abhandl., I. Bd., 3. Heft. Berlin 1883.

[2]) Die Säugetierreste von Eppelsheim hat J. Kaup in den folgenden drei Werken beschrieben und abgebildet: Description d'ossements fossiles de Mammifères inconnus jusqu'à présent qui se trouvent au Muséum grand-ducal de Darmstadt. Mit 24 Tafeln in Folio. Darmstadt 1832—1835. — Akten der Urwelt oder Osteologie der urweltlichen Säugetiere und Amphibien; ein Heft mit 14 Tafeln (unvollständig, nicht mehr erschienen). Darmstadt 1841. — Beiträge zur näheren Kenntnis der urweltlichen Säugetiere; 5 Hefte mit 34 Tafeln. Darmstadt 1854—1862.

[3]) Vergl. A. Weithofer, Beiträge zur Kenntnis der Fauna von Pikermi bei Athen; in Beiträge zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns, Bd. VI, S. 236, Taf. XI,

Simocyon (Gulo) diaphorus Kaup, ein Urside.
Amphicyon (Agnocyon, Agnotherium) Pomeli Kaup, ein Urside; ein Reisszahn.
Lutra hessica Lyd., eine Fischotter.
Dryopithecus Fontani Kaup, rechter Femur und ein Schneidezahn eines anthropoiden Affen, mit den langarmigen Gibbons (Hylobates) Ostindiens verwandt.

Diese interessante Fauna charakterisiert die Dinotheriumsande von Rheinhessen als unterpliocän: an Stelle des miocänen Pferdes, des Anchitherium, erscheint das pliocäne Pferd, Hippotherium; Dorcatherium, das Moschustier der alten Welt, und zahlreiche Hirscharten, sowie echte Schweine treten auf; ein hochentwickelter Affe, den ostindischen Gibbons am nächsten verwandt, bewohnt noch unsere Gegenden, deren Klima zur unterpliocänen Zeit zwar nicht mehr ein subtropisches, wie während der miocänen Stufe, aber doch ein warmes gemässigtes gewesen sein muss. Die beiden häufigsten Tiere der rheinhessischen unterpliocänen Sande, Mastodon longirostris und Dinotherium giganteum, hatten bereits in der obermiocänen Zeit (Oeninger Stufe) in Deutschland gelebt; auch die Rhinocerosarten sind zum Teil identisch (Rh. incisivus) mit denjenigen der miocänen Stufe [1]).

Die Säugetierfauna von Eppelsheim ist am nächsten verwandt mit derjenigen von Pikermi bei Athen: auch hier in den unterpliocänen roten Lehmen und Konglomeraten am Südabhange des Pentelikon sind eine grosse Menge von Skelettteilen einer Fauna von einem Flusse zusammengeschwemmt worden, in welcher die Reste von Mastodon, Dinotherium und Hippotherium häufig sind; für die südlichere Lage von Pikermi charakteristisch sind die zahlreichen Antilopen, welche dem viel nördlicher gelegenen Eppelsheim ganz fehlen; ebenso waren die Affen (Mesopithecus pentelici Wagn.) zu jener Zeit offenbar zahlreich am Pentelikon vertreten, während bei Eppelsheim nur geringe Reste von Affen gefunden wurden. Die Unterschiede zwischen den beiden im übrigen identischen Faunen von Pikermi und Eppelsheim zeigt uns, dass zur unterpliocänen Zeit in Griechenland etwa ein Klima wie jetzt im nördlichen Teile von Afrika, in unserem Rheinhessen dagegen etwa ein Klima wie jetzt in Griechenland herrschte.

So reiche Fundstellen von unterpliocänen Säugetieren wie Eppelsheim und Pikermi giebt es in Europa nur noch eine dritte, am Mont Léberon bei Avignon (Dép. Vaucluse in der Provence); in Deutschland giebt es keinen zweiten so reichen Fundort von Säugetieren wie Eppelsheim, so dass das Darmstädter Museum, in welchem die meisten Funde von Eppelsheim vereinigt sind, in dieser Beziehung vor anderen deutschen Sammlungen bevorzugt ist.

Fig. 9. Wien 1888. — W. Koeppen, Ueber das Kieferfragment einer fossilen Katze von Eppelsheim als Beitrag zur Kenntnis des felinen Gebisses; in Palaeontographica Bd. XVII, S. 141. Cassel 1869.

[1]) Daher stellte ich früher die Dinotheriumsande von Rheinhessen noch in die obermiocäne Stufe, siehe R. Lepsius, Mainzer Becken, S. 147 ff. Darmstadt 1883.

Dass sich die unterpliocänen Dinotheriensande (besser würde es heissen Hippotheriensande) in der ganzen oberrheinischen Tiefebene, im Schweizer Jura, im badischen Seekreise, auf den südlichen Flächen der schwäbischen und fränkischen Alp und in der oberbayerischen Hochebene verbreiten, ist mir nicht zweifelhaft; jedoch sind dieselben bisher nur von wenigen Punkten dieses grossen Gebietes bekannt geworden. Ein Teil der älteren Sande und Gerölle an den Vogesengehängen, bisher zum Diluvium gerechnet, werden hierher gehören: ebenso weist der Backenzahn von Mastodon longirostris (fälschlich in der Litteratur als M. arvernensis angegeben) am Schutterlindenberg bei Lahr auf das Vorkommen der unterpliocänen Stufe in Baden hin. In den Thälern des Schweizer Jura scheint der Dinotheriensand ziemlich weit verbreitet zu sein: ich kenne ihn aus dem Delsberger Becken: hier wurde am Mont Chaibeut bei Rossemaison nahe Delsberg in gelben reinen Quarzsanden (ohne Jura-Gerölle) der schöne Unterkiefer vom Dinotherium giganteum entdeckt, den J. Bachmann [1]) beschrieben und abgebildet hat, und der sich jetzt im Museum zu Bern befindet. Unter ähnlichen Verhältnissen wurden Zähne vom Dinotherium bei La Chaux de Fonds und Le Locle im Berner Jura gefunden. Bemerkenswert ist dabei, dass das Gesteinsmaterial dieser bis 10 m mächtigen gelben Quarzsande, Kiese und Quarzgerölle offenbar aus dem Bunten Sandstein der Vogesen stammt (daher „Sables et Galets Vosgiens"), so dass auch hier, wie im Mainzer Becken, die Gewässer zur pliocänen Zeit nach Süden abflossen.

Der Unterkiefer mit Stosszahn vom Dinotherium giganteum [2]) aus Sanden von Friedberg, an der Bahnlinie zwischen Augsburg uud München gelegen, jetzt im Museum zu Augsburg, dürfte wohl auch aus unterpliocänen Sanden stammen. Ob die Funde von Dinotherium in Schwaben und Franken (Georgensgmünd) wirklich aus obermiocänen Süsswasserschichten (siehe oben S. 588 die mit Oeningen gleichalterigen Ablagerungen), oder vielmehr aus unterpliocänen, fluviatilen Sanden über der Oeninger Stufe herrühren, dürfte noch nachzuweisen sein [3]).

Im Norden des Mainzer Beckens besitzen die pliocänen Schichten in der Wetterau und im Vogelsberge eine grosse Verbreitung; jedoch konnten hier die beiden Teile, das Unter- und Oberpliocän, noch nicht getrennt werden; ein charakteristisches Fossil der unterpliocänen Dinotheriumsande wurde von dort noch nicht bekannt.

Es muss endlich hier noch hervorgehoben werden, dass in den unterpliocänen Ablagerungen von Eppelsheim und aus dem übrigen Rhein-

---

[1]) J. Bachmann, Beschreibung eines Unterkiefers von Dinotherium bavaricum aus dem Berner Jura. Mit 1 Tafel in Abhandl. der schweizer. paläontol. Gesellsch., II. Bd. Basel und Genf 1875.

[2]) O. Weinsheimer, Ueber Dinotherium giganteum; in Paläontolog. Abhandl. I. Bd., 3. Heft, S. 67. Berlin 1883.

[3]) Fr. Sandberger erwähnt grobe Quarzkonglomerate und Sande aus der bayerischen Donau-Hochebene, wie z. B. bei Neuburg und Altötting, welche über der oberen Süsswassermolasse lagern und in denen Zähne und sonstige Reste von Mastodon longirostris Kaup und Rhinoceros Schleiermacheri Kaup gefunden seien: Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 656. Wiesbaden 1870—1875.

hessen, oder an anderen Orten des oberrheinischen Gebirgssystemes niemals Mollusken, noch irgend welche andere Fossilien, als die oben genannten Reste von Säugetieren, aufgefunden worden sind; daher rührt die Schwierigkeit, derartige fluviatile Landbildungen wie die Dinotheriumsande es sind, in das allgemeine Schema der tertiären Stufen einzureihen.

Die oberpliocänen Sande und Thone.

Dass in der Tiefe der Rheinebene zwischen Worms, Mainz, Frankfurt und Darmstadt die oberpliocänen Schichten durchgehends unter dem mächtigen Diluvium lagern, ist kein Zweifel, da dieselben überall an den aufgebogenen Gebirgsrändern der Ebene hervortreten. Am Karlshofe nördlich von Darmstadt werden die weissen, grauen, gelben, roten und bunten, sandigen Thone in grossen Gruben zur Bereitung von feuerfesten Steinen ausgebeutet; grobe Quarzsande mit Quarzgeröllen liegen zwischen den vorherrschenden Thonen. Hier ist die seltene Gelegenheit gegeben, die sogen. „Tertiär-Quarzite", deren abgewaschene Stücke so häufig als Lesesteine aus den Feldern an die Wege geworfen werden, z. B. in der Wetterau, im Vogelsberge und in Rheinhessen, in ihrer primären Lagerstätte zu beobachten: in unregelmässigen Bänken sieht man in diesen Gruben am Karlshofe die ausserordentlich harten Quarzite zwischen den pliocänen Thonen anstehen; es sind dieselben grobkörnigen Quarzsande mit Quarzgeröllen, wie sie überall in diesen Ablagerungen vorkommen, welche hier durch Kieselsäurecement in Quarzit umgewandelt sind; zapfenförmig ragen die Quarzite in die unterlagernden lockeren Sande hinein, so dass die Vercementierung zu Quarzit wohl nur durch warme, Kieselsäure enthaltende Quellen erklärt werden kann.

Am Karlshofe liegen die ca. 12 m mächtigen pliocänen Thone und Sande diskordant auf der ausgefurchten Oberfläche der unteren Corbiculamergel; über ihnen folgen konkordant die unteren, unreinen, bräunlichen Diluvialthone; von der nur einige 50 m entfernten Hauptverwerfung fallen diese sämtlichen Schichten von Granit und rotliegendem Sandstein anfangs steiler mit 25°, dann allmählich flacher bis 10° nach Westen zu unter die Rheinebene ab. Die Gerölle und Flugsande des oberen Diluviums sind dagegen diskordant über Miocän, Pliocän, unteres Diluvium, Granit und Rotliegendes, und über die Hauptverwerfung gleichförmig übergedeckt.

Durch ein 215 m tiefes Bohrloch wurde in der Stadt Darmstadt selbst die interessante Lagerung der am Granit abgesunkenen Schichten klargestellt; die in diesem Bohrloche angetroffenen Ablagerungen stimmen genau mit den soeben erwähnten, zu Tage abgebauten Schichten am Karlshofe, nahe nordöstlich von Darmstadt gelegen, überein [1]): es wurden durchsunken

---

[1]) R. Lepsius, Das Bohrloch der Gebrüder Becker in der Mauerstrasse zu Darmstadt; im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, 1890, S. 1 ff.

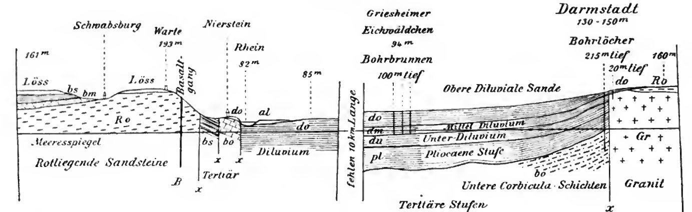
0—9 m Flugsand —14,5 m Sand mit einheimischen Geröllen und Granitgrus	oberes Diluvium.
—18,5 m rotbrauner Sand mit Geröllen und schwarzen Manganknötchen —32,5 m braune, gelbe, unreine Thone und Lehme, mit Quarz- und Kaolinkörnern, mit schwarzen Manganknötchen	unteres Diluvium.
32,5—150 m wechselnde Schichten von reinen zarten feuerfesten Thonen, vielfarbig, von scharfen groben Quarzsanden mit groben Quarzschottern	Pliocän.
150 —215 m graue Schieferletten, Thon und Mergel mit Melania Escheri, Cerithium plicatum var. pustulatum etc., alaunhaltige bituminöse Thonschiefer, feste graue Kalkbänke, auch Braunkohle	untere Corbiculaschichten, untermiocän.

Die angegebene Mächtigkeit der Schichten erscheint in dem Bohrloche bedeutend zu gross, weil die Schichten jedenfalls ziemlich steil an der Hauptverwerfung hängen; die Grenze gegen den Granit ist kaum 40 m von dem Bohrloche entfernt; da auch dieser Granit nahe der Verwerfung durch einen 20 m tiefen Brunnenschacht und überall in der Umgebung aufgeschlossen ist, so dürfte die Grenze zwischen dem Granitplateau von Darmstadt und den westlich an demselben in die Rheinebene abgesunkenen tertiären und diluvialen Schichten vollkommen senkrecht in die Tiefe abstürzen; in dem beistehenden Profile 127 von Darmstadt durch die Rheinebene bis Nierstein konnte die Schichtenstellung an der Verwerfung neben dem Granit nicht so steil gezeichnet werden, als dieselbe in Wirklichkeit sein dürfte, weil die vertikale Höhe der Schichten im Verhältnis gegen die Längen des Profils stark überzeichnet werden musste.

Nordöstlich und östlich von Darmstadt breiten sich die pliocänen Thone weit aus bis nach Gross-Umstadt und Hanau zum Main hinüber; eine seit Alters bestehende Steingutfabrikation beutet hier die Thone bei Eppertshausen, Urberach, Gross-Zimmern aus; weiterhin wurden bei Kleestadt die jetzt ziemlich erschöpften Porzellanthone abgebaut; bei Hainstadt am Main oberhalb Hanau gewinnt die Firma Holzmann in Frankfurt denselben Thon für Herstellung ihrer vorzüglichen Verblend- und Ziegelsteine. Nördlich von Darmstadt wurden bei Arheilgen einige dünne Braunkohlenflöze in diesen pliocänen Ablagerungen erbohrt.

Auf der linken Rheinseite finden wir die pliocänen Thone und Sande in der Vorderpfalz am Ostrande der Haardt in der Umgegend von Grünstadt verbreitet; hier werden die Thone, dem Bunten Sandstein aufgelagert, zu Hettenheim bei Eisenberg in unterirdischen Gruben abgegraben und für Steingutfabrikation verkauft; die Tagebauten bei Lautersheim gehören der Firma Villeroy und Boch in Mettlach an der Saar. Weisse bis gelbe Porzellanthone („Grünstädter Pfeifenerde") liegen in Bänken von 0,5 m zwischen reinen Quarzsanden (sogen. „Glas-





Profil 127 (Massstab 1 : 100,000)

durch die Rheinebene von Darmstadt nach Nierstein, gezeichnet von R. Lepsius.

al = **Alluvium (Rheinschlick).**
Löss.
do = obere Diluvialsande.
dm = mittleres Diluvium.
dn = unteres Diluvium.
pl = Pliocäne Thone und Sande } Tertiäre Stufen
bo = Corbiculaschichten } Tertiäre Stufen
bs = Septarienthon } Tertiäre Stufen
bm = Alzeyer Meeressand } Tertiäre Stufen
Ro = Oberrotliegende Sandsteine.
Gr = Granit von Darmstadt.
B = Basaltgang im Rotliegenden an der Niersteiner Warte.
xx = Verwerfungen.

sanden", weil sie zur Glasfabrikation Verwendung finden) bei Albsheim nordöstlich Grünstadt in der Ebene vor den Bergen. Die folgenden Analysen geben die chemische Zusammensetzung der pliocänen Thone I. von Lautersheim, II. von Hettenheim, III. von Albsheim[1]) und IV. von Urberach bei Darmstadt[2]).

Analysen von pliocänen Thonen.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure, gebunden	44,24	39,32	34,80	60,22
„ frei	3,12	8,01	19,12	
Thonerde Al_2O_3	37,73	35,05	32,40	20,02
Eisenoxyd Fe_2O_3	0,90	2,30	1,02	3,73
Manganoxydul MnO	—	—	—	1,80
Magnesia MgO	0,29	1,11	0,27	0,41
Kalk CaO	0,58	0,16	0,22	0,64
Ka_2O } Alkalien	1,17	3,18	1,04	2,05
Na_2O } Alkalien				1,15
Wasser H_2O	12,36	10,51	11,40	10,19
Summen	100,39	99,64	100,27	100,21

In den tieferen Schichten der ca. 30 m mächtigen pliocänen Stufe bei Hettenheim und Eisenberg wurden auch Braunkohleu erbohrt, jedoch wegen ungleicher Mächtigkeit (stellenweise bis 2 m) und wegen zu hohem Aschengehalt (16 bis 56 %) bisher nicht abgebaut. Aus dem Braunkohlenlager zu Erpolzheim bei Dürkheim stammen Zapfen, Rinde und Holz einer Kiefer, Pinus Cortesii Brong. (= P. spinosa Herbst) und Haselnüsse, Corylus inflata Ldwg.[3]), welche beiden Pflanzen auch in den Braunkohlen von Dornassenheim in der Wetterau und zu Rippersroda bei Weimar in Thüringen vorkommen und als Leitfossilien für die oberpliocäne Stufe gelten.

Nach neueren Mitteilungen von L. van Wervecke scheinen die oberpliocänen Thone und Sande auch im Unter-Elsass vorhanden zu sein, und zwar gehört wahrscheinlich hierher der untere Teil der sogen. „Riedselzer Sande", welche zu Riedselz bei Weissenburg und zu Suffelnheim bei Hagenau anstehen und in den Thalgehängen der Moder, Zinzel und Zorn bis nach Niederbronn und nach Zabern hinaufreichen; auch dort werden die Thone zur Steingutfabrikation benutzt.

[1]) Die Analysen I—III wurden mir von der Firma Schiffer und Kircher in Grünstadt (Kaolinthon- und Sandgruben, Schlämm- und Mahlwerke) mitgeteilt.

[2]) C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel der geologischen Karte des Grossh. Hessen im Massstabe 1 : 25,000, S. 51. Darmstadt 1886.

[3]) Fr. Sandberger, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 750. Wiesbaden 1870—1875. — H. Laubmann, Dürkheim mit seiner Umgebung, S. 107; in Jahresber. der Pollichia. Dürkheim 1868.

Aehnliche Kaolinthone und Sande, die wohl in die pliocäne Stufe zu rechnen sind, liegen auf dem Bunten Sandstein der Umgegend von Baden-Baden und in der Umgebung von Basel[1]), so dass die oberpliocänen Schichten bald durch die ganze Länge der oberrheinischen Tiefebene hindurch nachgewiesen werden dürften.

In der Umgegend von Frankfurt und am Südrande des Taunus besitzen die oberpliocänen Schichten eine weite Verbreitung: wir finden sie zunächst nördlich von Darmstadt im Frankfurter Stadtwalde und bei Station Louisa, wo die pliocänen Sande und Thone einer ausgedehnten Basaltdecke auflagern[2]). Abwärts Frankfurt hat Fr. Kinkelin die oberpliocänen kalkfreien Quarzsande und Thone nachgewiesen in den schönen Aufschlüssen, welche der Bau der Schleusenkammern im Mainkanal bei Niederrad und Höchst ergab[3]); die pliocänen Schichten lagern dort in einer Mächtigkeit von ca. 10 m unter den mittleren diluvialen Sanden und über den unteren Corbiculamergeln. Wichtig ist es, dass sich in den feinen grauen Sanden mit Thoneinlagerungen dieser Aufschlüsse auch Baumstücke, Pflanzenreste und dünne Braunkohlenlagen vorfanden, Reste einer oberpliocänen Flora, deren Arten von Th. Geyler und Fr. Kinkelin[4]) bestimmt wurden; es fanden sich dort unter anderen Arten:

Taxodium distichum Rich., Sumpfcypresse, der in den südlichen Staaten von Nordamerika jetzt so weit verbreitete Baum; derselbe wuchs schon zur Miocänzeit in unserer Gegend.
Pinus montana Mill., die Bergföhre, jetzt auf der Höhe der Alpen.
Pinus cembra L., die Zirbelkiefer; wächst vereinzelt noch heute auf dem Taunus, geht jedoch jetzt weit nördlich bis in den Ural.
Pinus strobus L., die Weymouthskiefer.
Larix europaea L., der Lärchenbaum.
Picea vulgaris Link, die gemeine Fichte, Rottanne.
Betula alba L., die gemeine Birke.
Fagus pliocaenica Geyl., eine Buche.
Corylus avellana L., die gemeine Haselnuss. (= C. inflata Ldwg. und bulbiformis Ldwg.)
Liquidambar pliocaenicum Geyl., Frucht eines Amberbaumes, derjenigen der jetzt in Kleinasien und in Nordamerika lebenden Art sehr nahe stehend.
Juglans globosa Ldwg., eine Walnuss.
Carya-Früchte, den amerikanischen Hickorynüssen nahe verwandt.

[1]) Feuerfeste Thone werden ausgebeutet bei Hofstetten und Witterschwiler, 10 km südlich von Basel, bereits in einer Ecke des Kantons Solothurn gelegen.

[2]) Fr. Kinkelin, Der Basalt in der Senke Louisa-Flörsheim bei Frankfurt am Main; in Jahresber. des nassauischen Vereins f. Naturk., 42. Bd., S. 111—119. Mit Profil. Wiesbaden 1889.

[3]) Fr. Kinkelin, Die Schleusenkammer von Frankfurt-Niederrad und ihre Fauna; in Jahresber. Senckenberg. naturforsch. Gesellsch., 1884, S. 220—257; mit 2 Tafeln.

[4]) Th. Geyler und Fr. Kinkelin, Oberpliocänflora aus den Baugruben des Klärbeckens bei Niederrad und der Schleuse bei Höchst am Main; Abhandl. Senckenberg. naturforsch. Gesellsch., Bd. XIV. Frankfurt 1887.

Vergleichen wir diese allerdings nur kleine Flora aus den oberpliocänen Schichten bei Frankfurt mit den miocänen Floren, wie wir sie oben aus unserem Gebiete kennen gelernt haben, so fällt uns der weit nördlichere Charakter derselben sogleich auf: die Fichten, Lärchen, Haselnüsse, Birken leben noch jetzt hier bei uns; die Bergföhren und Zirbelkiefern haben sich jetzt in kältere Gegenden (Alpen, Karpaten, Nordasien) zurückgezogen. Dagegen haben sich andere Bäume aus der miocänen Zeit erhalten, die Sumpfcypressen, die Weymouthskiefern, die Amberbäume, die Hickorynüsse wuchsen auf dem miocänen deutschen Kontinente, und treten hier im Oberpliocän noch immer in Arten auf, die mit nordamerikanischen am nächsten verwandt sind. Die charakteristischen Kiefernzapfen Pinus Cortesii Brong. sind zwar nicht hier bei Frankfurt, aber in den pliocänen Braunkohlenlagern von Seligenstadt am Main oberhalb Hanau, und in denjenigen in der Wetterau aufgefunden worden.

Hier in der Wetterau und im Vogelsberge scheinen die pliocänen Thone und Sande eine weite Verbreitung zu haben; jedenfalls darf hierher die Flora gerechnet werden, welche R. Ludwig [1]) aus den Braunkohlen von Dorheim, Dornassenheim, Weckesheim, Bauernheim etc., Orten östlich und nordöstlich von Friedberg in der Wetterau gelegen, beschrieben hat; von dieser Flora, deren Reste übrigens zumeist nur aus den Fruchtzapfen und Samenkernen der Arten bestehen, erwähnen wir hier:

Polyporus foliatus Ldwg., ein vortrefflich erhaltener Löcherpilz, dem bekannten Feuerschwamm, P. igniarius L., ähnlich. Dorheim.

Pinus Cortesii Brong. (= P. spinosa Herbst und P. resinosa Ldwg.), der Aleppokiefer nahe stehend, welche jetzt die Küstenstriche der östlichen Mittelmeerländer bewohnt.

Pinus montana Mill., die Bergföhre.

Taxus tricicatricosa Ldwg., Samennüsschen, denjenigen des jetzt in unseren Wäldern wachsenden Eibenbaumes (Taxus baccata L.) sehr ähnlich.

Nymphaea Ludwigii Casp., wahrscheinlich = N. alba L., die weisse Seerose unserer stehenden Gewässer.

Holopleura Victoria Casp., sehr nahestehend der Victoria regia Lindl., die berühmte Wasserrose, welche im Amazonenstrom, Orinoco, in Guyana einheimisch ist; die Früchte derselben sind häufig in der Braunkohle von Dorheim, Dornassenheim, Wülfersheim etc.

Magnolia Hoffmanni Ldwg., den nordamerikanischen Magnolien verwandt.

Aesculus europaea Ldw., Frucht einer Rosskastanie (Aesc. Hippocastanum). Weckesheim.

Genista brevisiliquata Ldwg. Ginster. Schote mit Samen, von Dorheim.

---

[1]) R. Ludwig, Fossile Pflanzen aus der jüngsten Wetterauer Braunkohle. Palaeontographica, Bd. V, S. 81—110. Cassel 1855—1858. — Derselbe, Erläuterung zur Sektion Friedberg der geolog. Spezialkarte des Grossh. Hessen, im Massstabe 1 : 50,000, S. 35—40. Darmstadt 1855.

Juglans tephrodes Ung. (= J. Göpperti Ldwg.), Nüsse von Bauernheim; der nordamerikanischen Juglans cinerea L. nahe verwandt.
Corylus avellana L. (= C. inflata Ldwg.), Haselnüsse.
Vitis Brauni Ldwg., Weintraubenkerne; häufig.
Zahlreiche Kirsch- und Pflaumenkerne (Prunusarten) von Dorheim.

Diese Flora von Dorheim, Dornassenheim etc. in der Wetterau trägt im ganzen noch einen etwas südlicheren Charakter, als die jetzige Flora unserer Gegend, wenn auch wieder wie im Oberpliocän von Frankfurt einige jetzt in etwas kälteren Zonen lebende Bäume wie die Bergföhre erscheinen; die Verwandtschaft mit amerikanischen Pflanzenarten, welche durch die ganze Tertiärzeit zu verfolgen ist, macht sich auch hier noch geltend, obwohl die europäischen Formen vorwiegen.

Aus den wenig charakteristischen Unioniden (Unio pinguis Sdbg., Anodonta viridis Ldwg.), welche in den Sanden über der Braunkohle von Dornassenheim und Wülfersheim gefunden wurden, lassen sich keine weiteren Schlüsse ziehen.

Die pliocänen Sande und Thone besitzen, wie erwähnt, in der Wetterau und im Vogelsberg eine grosse Verbreitung; sie sind stets reine, scharfe Quarzsande in allen Farben, vorwiegend gelb, aber auch weiss, rot, braun und schwarz gefärbt: ebenso buntfarbig sind die fetten glatten Thone, welche zwischen den Sanden oft in ansehnlicher Mächtigkeit lagern; auch die oben besprochenen „Tertiärquarzite“ (bei Giessen „Wurststeine“ von den Bauern genannt) sieht man häufig auf den Feldern liegen, ohne dass ich dieselben bisher anstehend getroffen hätte. Dass diese pliocänen Schichten ebenso wie in Rheinhessen und bei Frankfurt und Darmstadt die Corbiculakalke diskordant überlagern, zeigte mir das Profil, welches ich beim Bau der Bahnlinie Friedberg-Hanau in dem ca. 12 m tiefen Einschnitt zwischen Ilbenstadt und Bönstedt im Jahre 1881 beobachten konnte [1]): in der Sohle dieses Einschnittes wurden die dicken Kalkbänke des oberen Corbiculahorizontes, voller Dreissenen und Litorinellen, durchschnitten; auf der unregelmässig ausgefurchten Oberfläche dieser Kalke lagerte diskordant eine mächtige Schichtenreihe von abwechselnd blaugrauen fetten Thonen und weissen fliessenden Quarzsanden; in den Thonschichten zeigten sich mehrere dünne Braunkohlenlagen.

Etwas weiter südlich dieser Stelle wurden in demselben Bahneinschnitte bei Ilbenstadt zwei wenig mächtige (2—4 m) Basaltströme durchbrochen, welche zwischen den pliocänen Quarzsanden einlagerten. Ich habe schon oben bemerkt, dass die gewaltigen, über 40 Quadratmeilen ausgebreiteten Basaltströme des Vogelsberges sich jedenfalls erst nach den untermiocänen Corbiculakalken gebildet haben, und dass die Eruptionen dieser Basalte zur obermiocänen und zur pliocänen Zeit stattgefunden haben. Daher fand A. Streng bei seinen Aufnahmen der Umgegend von Giessen [2]) zwischen den Basaltströmen häufig Thone

[1]) R. Lepsius, Mainzer Becken, S. 151. Darmstadt 1883. — Fr. Kinkelin, Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hanau, in Ber. Wetterauer Gesellsch. f. Naturk. zu Hanau, 1887—1889, S. 24.

[2]) Diese Aufnahmen von Prof. Streng auf den Karten im Massstabe 1 : 25.000 für die geologische Landesanstalt zu Darmstadt sind noch nicht veröffentlicht.

und Sande mit Basalttuffen und Konglomeraten eingeschaltet, Schichten, welche ich für pliocän halte.

Von der grössten Wichtigkeit ist es endlich, dass in den jungtertiären Thonablagerungen bei Fulda Zähne von Mastodon arvernensis Joub. et Croiz. und von Mastodon Borsoni Hayes (= M. virgatidens H. v. Meyr.) entdeckt worden sind[1]); denn es sind die Leitfossilien für die oberpliocäne Stufe. Diese Thone lagern bei Fulda auf dem Bunten Sandstein und unter Diluvium; sie besitzen in dortiger Gegend eine weite Verbreitung und stehen in naher Beziehung zu den Basaltausbrüchen der Umgegend von Fulda. Weitere Kartenaufnahmen im Vogelsberge und in der Rhön werden den genaueren Zusammenhang der in diesen Gebirgen vorhandenen pliocänen Ablagerungen mit den oberpliocänen Thonen von Fulda nachzuweisen haben.

7) Das Diluvium.

Die oberrheinische Tiefebene ist erfüllt mit mächtigen Sanden und Schottern, welche während der diluvialen Zeit zur Ablagerung kamen; auch die Randgebirge derselben sind zum Teil mit Diluvialsand und -lehm (Löss) überschüttet; ebenso finden wir in den Thälern der Zuflüsse des Rheines und ihrer Seitenbäche häufig diluvialen Sand, Lehm und Kies abgesetzt. Die Gletscher der Diluvialzeit reichten aus den Alpen über die Tiefschweiz bis auf die Höhen des Schweizer Jura, bis an den Südrand des Schwarzwaldes, über den Hegau und über den Bodensee bis auf die südlichen Flächen des schwäbischen Jura und bis an die obere Donau; die oberbayerische Hochebene war nur in ihren südlichen Gebieten von den Alpengletschern überflutet, so dass das Donauthal unterhalb Ulm und die Juraplateaus nördlich der Donau frei sind von Moränen-Ablagerungen. Dagegen waren zur diluvialen Zeit die Belchenstöcke von Vogesen und Schwarzwald zum Teil vergletschert; hier wurden Moränen, Gletschertöpfe und -schliffe bis weit abwärts in ihre Thäler nachgewieseu. Die übrigen Land- und Bergstrecken des oberrheinischen Gebirgssytemes lagen sämtlich ausserhalb der diluvialen Vergletscherung.

a. Diluvium am Mittelrhein.

Ueber den oberpliocänen Thonen konkordant gelagert folgen am Mittelrhein zunächst graue Thone, die nicht so zart und glatt erscheinen wie in den unterliegenden pliocänen Schichten, vielmehr rauh, sandreich und unrein ausgebildet sind; braune sandige Lehme, farbig gebändert, entstehen durch Verwitterung aus diesen Thonen; charakteristisch für diese Schichten sind die kleinen schwarzen Mangan-knötchen, die einzeln verteilt stets in grosser Menge hier vorkommen, während sie in den pliocänen Thonen fehlen. Gerölle sind selten;

[1]) O. Speyer, in Zeitschrift der deutsch. geolog. Gesellsch., 1876. S. 417, und 1877, S. 852.

auch enthalten diese unteren Diluvialthone und -lehme in der Regel 1—3 % Kalk, so dass sie zwar noch zu gewöhnlichen Backsteinen gebrannt werden, jedoch auch wegen ihrer sonstigen Uneinheit nicht wie die pliocänen Thone zu feuerfesten Steinen, Ziegeln und feineren Thonwaren gebraucht werden können.

In einer Thongrube am Südende der Stadt Langen, mitten zwischen Darmstadt und Frankfurt gelegen, entdeckte C. Chelius [1]) eine Fauna, welche erlaubte, diese Schichten nicht nur ihrer Lagerung, sondern auch ihren Leitfossilien nach als „Unteres Diluvium" zu erkennen; es fanden sich dort nach der Häufigkeit geordnet:

Valvata antiqua Sow.; sehr häufig.
Pisidium supinum Ad. Schmidt; häufig.
Anodonta mutabilis Cless.; häufig.
Unio pictorum L.; häufig.
Pisidium obliquum Müll.; ziemlich häufig.
Sphaerium solidum Norm.
Bythinia tentaculata L.
Planorbis umbilicatus Müll.
Limnaeus cf. ovatus Drap.
Pisidium cf. casertanum Poli.
Paludina sp.

Es sind dies sämtlich Süsswasser-Schnecken und -Muscheln. Auch die Beschaffenheit der Schichten und ihre Lagerung zeigt uns an, dass wir es hier mit Absätzen in einem Süsswassersee zu thun haben.

Diese Ablagerungen des „Unteren Diluviums" sind bis jetzt nur bekannt unter der Stadt Darmstadt und am Gebirgsrande nördlich von Darmstadt in den Ziegeleigruben am Karlshof und in den Thongruben bei Langen und Sprendlingen; die Mächtigkeit der Schichten beträgt hier 10—12 m. Auch bei Arheilgen, einem Dorfe 3 km nördlich von Darmstadt bereits in der Ebene gelegen, wurde das Untere Diluvium durch Bohrungen nachgewiesen. Im ganzen fallen die unteren Diluvialthone bei Darmstadt, Langen und Sprendlingen flach nach Westen zu ein, so dass sie nur am Gebirgsrande, zunächst am Granit und am Rotliegenden, zu Tage treten und rasch unter den jüngeren diluvialen Ablagerungen der Ebene verschwinden (vergl. Profil 127, oben, S. 641).

In der Umgebung von Frankfurt und am Südrande des Taunus gehören in die untere Diluvialstufe vielleicht die sogen. „Taunusschotter". Aus den übrigen Gebieten der oberrheinischen Tiefebene ist diese Stufe noch nicht beschrieben worden; man hat bisher noch

[1]) C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel der geolog. Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1 : 25,000. S. 48. Darmstadt 1886. — Daselbst werden die Thone noch in das „ältere Mittel-Diluvium" gestellt, obwohl es schon damals feststand, dass dies die untersten Diluvial-Ablagerungen am Mittelrhein seien. — Vergl. R. Lepsius, Das Bohrloch der Gebrüder Becker in der Mauerstrasse zu Darmstadt, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt 1890. S. 1 ff. — und C. Chelius, Erläuterungen zu den Blättern Darmstadt und Mörfelden der geolog. Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1 : 25,000. Darmstadt 1891.

nicht hinreichend auf die charakteristischen Molluskenfaunen des Diluviums geachtet.

Die bei weitem grösste Masse der Sande und Schotter in der oberrheinischen Tiefebene gehört der mittleren Diluvialstufe an; wie tief die Ebene mit diesen Sanden erfüllt ist, das zeigen die in der Rheinebene ausgeführten Tiefbohrungen: die zahlreichen Brunnen des Darmstädter Wasserwerkes im Griesheimer Eichwäldchen, 6 km südwestlich von Darmstadt in der Ebene gelegen, wurden bis zu einer Tiefe von 96 m abgebohrt, ohne dass die Thone des unteren Diluviums erreicht wurden; aus Tiefen von 70—74 m dieser Brunnen wurden die folgenden, für das mittlere Diluvium charakteristischen Schnecken mit dem Ventilbohrer zu Tage gefördert [1]):

Unio batavus Nils.; häufig.
Valvata naticina Menke; häufig.
— contorta Menke.
Cyclas solida Norm.
Pisidium amnicum Müll.
Bythinia tentaculata L.
Planorbis spirorbis Müll.
Ancylus fluviatilis Müll.
Helix hispida L.
— arbustorum L.

Diese Fauna entspricht derjenigen der Mosbacher Sande (siehe unten), und stellen wir dieselbe in den tieferen Horizont des mittleren Diluviums.

Die tiefste Bohrung, welche bisher in der Ebene am Mittelrhein stattgefunden, ist diejenige in der Spiegelglas-Aktienfabrik Waldhof nördlich von Mannheim, nahe dem Ufer der alten Rheinschlinge im Jahre 1885 ausgeführte; dieses Bohrloch war 175 m tief und durchsank nur die Schichten des mittleren Diluviums: es waren vorherrschend feine graue Sande, übergehend einerseits in thonreiche Sande, andererseits in gröbere Sande und Kiese mit Geröllen, wie sie der Rhein aus seinem Oberlauf mitbringt. Fossilien wurden nicht aus diesem Bohrloch gefördert.

Eine grosse Anzahl von Bohrungen sind für die Wasserversorgung von Mannheim weiter östlich von Waldhof, im Virnheimer Walde bei Käferthal, bis zu Tiefen von 40 m gemacht worden.

Diese und andere Bohrungen haben gezeigt, dass die Rheinebene zwischen Mannheim, Worms und Darmstadt bis in grosse Tiefen erfüllt ist mit Sanden, welche zwar oft Gerölle und Kiese enthalten, aber im ganzen doch so feinkörnig sind, dass für Wasserentnahme nicht weite Schachtbrunnen, sondern enge Filterrohrbrunnen angelegt werden mussten. Im oberen Teil der Rheinebene dagegen, von Basel abwärts bis Strassburg, sehen wir grobe Schotter und grobkörnige Sande in der Ebene angehäuft liegen. Wir erkennen hieraus, dass

[1]) R. Lepsius, Das Mainzer Becken, geologisch beschrieben. S. 160. Darmstadt 1883.

die Zuschüttung des grossen Süsswassersees, welcher zur Zeit des mittleren Diluviums immer noch in der oberrheinischen Tiefebene sich ausbreitete, naturgemäss derartig geschehen ist, dass der Rhein sein Schuttdelta im Süden aus groben, je weiter nach Norden aus um so feineren Sandmaterialien zusammensetzte. Das während der ganzen Diluvialzeit von Basel allmählich nach Norden bis Mainz vorrückende Rheindelta füllte langsam mit seinen Sandaufschüttungen den ganzen ober- und mittelrheinischen Süsswassersee vollkommen aus, so dass am Ende der Diluvialzeit aus dem See eine Tiefebene mit einem sich in die Seeablagerungen einschneidenden Strome entstanden war.

In den diluvialen Rheinsee mündeten die aus den Randgebirgen austretenden Nebenflüsse und bildeten nun ihrerseits je nach ihrer Stärke grössere oder kleinere Deltas in den See hinaus. Die Deltaablagerungen der Seitenbäche und -flüsse lassen sich von den die Seetiefe überall erfüllenden Rheinanschwemmungen unterscheiden durch die grosse Menge der mitgebrachten, in ihrem Gebiete einheimischen Gerölle, durch ein zumeist viel gröberes Sandkorn und durch ihre stärker geneigte Oberfläche im Gegensatz zu den annähernd horizontal gelagerten Rheinsanden. Ein mächtiges und breites Delta hat der Main aus dem Spessart austretend hinausgeschoben in die Hanau-Frankfurter Untermainebene; noch weiter breitet sich das Maindelta aus, nachdem der Main die Tertiärenge bei Frankfurt verlassen: der ganze nordöstliche Teil der Mittelrheinebene ist bis zu einer Linie, die von Langen nördlich an Mörfelden vorbei über Mönchbruch bis gegen Trebur hin zu ziehen ist [1]), von den grobkörnigen Mainsanden aufgefüllt, in denen zahlreiche Gerölle von Buntsandstein, von schwarzen Kieselschiefern, auch von Graniten und Gneissen des vorderen Spessart und des nördlichen Odenwaldes liegen; auch wenig abgerollte, noch ziemlich eckige und zum Teil recht grosse Blöcke von Buntsandstein und von krystallinen Gesteinen liegen in den Mainsanden: aus den Mainschottern, die im südlichen Thalgehänge des Maines zwischen Schwanheim und Kelsterbach für die Aufschüttung des Centralbahnhofes in Frankfurt vor einigen Jahren abgebaut wurden, stammen die beiden grossen Blöcke, die jetzt im Garten des Senckenbergischen Institutes in Frankfurt aufgestellt sind: ein Gneissblock aus dem Spessart von 0,6 cbm und ein Basaltblock von 0,25 cbm Grösse [2]); so schwere und grosse Blöcke konnten wohl nur vom Flusseise den Main hinuntergetragen werden.

Auf der Strecke zwischen Frankfurt über Darmstadt bis Heidelberg haben die sämtlichen Bäche der Bergstrasse ihre einheimischen Sande, Kiese und Gerölle in Form von kleinen Deltas zur mittleren Diluvialzeit in den Rheinsee hinaus vorgeschoben.

Ganz besonders ausgedehnt und mächtig ist das diluviale Delta

---

[1]) C. Chelius, Erläuterung zu Blatt Mörfelden der geolog. Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1 : 25,000, S. 11. Darmstadt 1891.

[2]) Fr. Kinkelin, Der Pliocänsee des Rhein- und Mainthales und die ehemaligen Mainläufe, in Berichte der Senckenberg. Naturforsch. Ges. Frankfurt a. M. 1889. S. 148.

des Neckars [1]): als der **Neckar** zur Diluvialzeit bei Heidelberg in den grossen Rheinsee ausmündete, häufte er vor seiner Mündung ein Delta auf, dessen Grenzen sich im Halbkreise südlich bis gegen Wiesloch, westlich bis Schwetzingen und Mannheim, nördlich bis Virnheim und Weinheim feststellen lassen; es sind ziemlich grobkörnige Quarzsande, erfüllt mit Massen von mehr oder weniger abgerollten Stücken von Buntsandstein und Muschelkalk; kleine, stark abgeflachte Gerölle von Jurakalken kommen untergeordnet vor. In den Rheinkiesen liegen zwar auch Gerölle von Buntsandstein (aus Schwarzwald und Vogesen), von Muschelkalk und von Jurakalk; dieselben werden aber an Menge bei weitem überwogen durch alle möglichen buntfarbigen Kieselgerölle, von Quarzen, Quarziten, Kieselschiefern etc.; zugleich sind die Gerölle der Rheinablagerungen in dieser Gegend im ganzen bedeutend kleiner und stärker abgerollt, als diejenigen im Neckardelta; auch herrschen im Neckardiluvium die Gerölle an Masse vor den Sanden vor, umgekehrt wie im Rheindiluvium.

Im Umkreise des Neckardeltas zeigt sich zum Teil eine direkte Vermischung, zum Teil eine Wechsellagerung von den Neckar- und von den Rheinsanden und -schottern; denn beide Absätze gingen gleichzeitig vor sich. Die Unterlage des Neckardeltas bei Heidelberg ist noch nicht erbohrt worden; vermutlich liegen die Thonschichten des Unteren Diluviums oder die pliocänen Thon- und Sandlager darunter; es käme hierbei darauf an, zu konstatieren, seit wie langer Zeit bereits der Neckar bei Heidelberg in den grossen Süsswassersee der oberrheinischen Tiefebene eingemündet hat, ob bereits zur pliocänen oder erst zur diluvialen Zeit, was wir noch nicht wissen.

Für das Maindelta ist wenigstens für die Umgegend von Frankfurt nachgewiesen, dass die pliocänen Schichten unter den diluvialen Mainsanden vorhanden sind.

Die reichste Fauna des mittleren Diluviums am Mittelrhein wurde bisher aus den Sandgruben von **Mosbach**, zwischen Biebrich und Wiesbaden gelegen, beschrieben; die nach diesem Orte genannten „Mosbacher Sande“ sind hellgraue, feine, glimmerreiche, kalkhaltige Sande, welche deutlich den Charakter der vom Rheine zur mittleren Diluvialzeit im Rheinsee abgelagerten Sande an sich tragen; in den Sandgruben von Mosbach werden diese grauen Rheinsande 12—14 m mächtig. Eingeschwemmt in diese Rheinsande sieht man in den Mosbacher Gruben Streifen und Striche von gröberen, rötlichen Mainsanden. Ausser wenigen Kieseln enthalten diese grauen Rheinsande und die eingelagerten Striche von Mainsanden keine Gerölle; dagegen sehen wir unter diesen Sanden, in denen die reiche Mosbacher Fauna liegt, eine ca. 0,3 m mächtige Lage von Maingeschieben: Buntsandstein, Muschelkalk, Keupersandstein in abgerollten und in noch ziemlich eckigen Stücken (bis zu 0,3 cbm Grösse), schwarze Kieselschiefer,

[1]) Die eingehenden Untersuchungen von A. Mangold (Darmstadt) über das Neckardelta, über die alten Neckarbetten und über den ehemaligen Lauf des Neckars von Heidelberg über Zwingenberg nach Trebur werden demnächst in den Abhandlungen der geolog. Landesanstalt zu Darmstadt veröffentlicht werden.

Spessart- und Odenwaldgranite und -gneisse, auch Basalte liegen in gröberen rötlichen Mainsanden. Als tiefstes Diluvium erscheinen in den Mosbacher Profilen die „Taunusschotter", Sande und Lehme von brauner und graugrüner Farbe voller Quarz- und Quarzitgeschiebe des Taunus; auch hier kommen einzelne Buntsandsteingeschiebe vor. Unter diesen Taunusschottern sind dann noch die pliocänen Sande und die miocänen Letten aufgeschlossen.

Aus den eigentlichen „Mosbacher Sanden" des mittleren Diluviums sind bis jetzt 129 Arten und 45 Varietäten von Land- und Süsswasser-mollusken, sowie eine grosse Anzahl von eingeschwemmten Resten von Landsäugetieren bekannt geworden [1]); wir führen hier die folgenden Arten an:

a. Süsswasser-Mollusken:

Unio batavus Lam.
— pictorum L.
Anodonta mutabilis Cless.
Sphaerium solidum Norm.
Pisidium amnicum Müll.
— supinum Ad. Schmidt.
Ancylus fluviatilis Müll.
Planorbis corneus L.
— umbilicatus Müll.
— Rossmaessleri Auersw.
— rotundatus Poir.
Limnaeus palustris Müll.
— truncatulus Müll.
Bythinia tentaculata L.
— ventricosa Gray.
Vivipara (Paludina) fasciata Müll.
Valvata contorta Menke.
— naticina Menke.
— piscinalis Müll.

b. Eingeschwemmte Landschnecken:

Succinea putris L.
— oblonga Drap.
— Pfeifferi Rossm.
Clausilia dubia Drap.
Pupa muscorum L.

[1]) Fr. Sandberger, Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 763 bis 826. Wiesbaden 1870—1875. — C. Koch, Erläuterungen zu Blatt Wiesbaden der geolog. Spezialkarte von Preussen im Massstabe 1 : 25,000, S. 42—51. Berlin 1880. — A. Andreae, Der Diluvialsand von Hangenbieten im Unter-Elsass, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothr., Bd. IV, Heft 2. Strassburg 1884. — Chr. Brömme, Die Conchylien-Fauna des Mosbacher Diluvialsandes, in Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, Jahrg. 38, S. 72—79. Wiesbaden 1885.

Pupa columella v. Mart.
— substriata Jeffr.
Cionella lubrica Müll.
Buliminus tridens Müll.
Helix (Tachea) silvatica Dap.
— (Arionta) arbustorum L.
— (Trichia) hispida L.
— — rufescens Penn.
— (Vallonia) pulchella Müll.
Hyalinia nitens Mich.
— crystalliua Müll.
Vitrina elongata Drap.

c. Eingeschwemmte Reste von Landsäugetiereu:

Felis spelaea Gldf., der Höhlentiger; ausgestorben.
— lynx L., der Luchs; jetzt im nördlichen Europa und in Sibirien.
Ursus spelaeus Rosm., der Höhlenbär; ausgestorben.
Meles taxus Schreb., der Dachs; jetzt in ganz Europa und in Nord- und Mittelasien.
Sus scrofa L., das Wildschwein.
Hippopotamus major Cuv., dem Nilpferde nahe verwandt, aber grösser.
Cervus tarandus L., das Rentier; jetzt in den nördlichen Gebieten von Europa, Asien und Amerika.
— alces L., das Elentier, Elch; jetzt in den Waldgebieten der nördlichen Teile von Europa, Asien und Amerika.
— euryceros Ald., der Riesenhirsch, Schelch; ausgestorben. (Vergl. oben S. 224, Aumkg. 1.)
— elaphus L., der Edelhirsch; jetzt in ganz Europa und im südlichen Sibirien.
— canadensis Briss., der Wapiti; jetzt nur in Nordamerika.
— capreolus L., das Reh; jetzt in ganz Europa, in Vorderasien und Sibirien.
Bos primigenius Boj., der Urochs; ausgestorben.
Bison priscus Boj., der Auerochs, Wisent, Bison; jetzt noch in Lithauen, im Kaukasus und in Nordamerika.
Equus caballus L., das Pferd.
Rhinoceros Merckii Jäg., das ältere der beiden diluvialen Nashörner; ausgestorben.
Elephas antiquus Falc.; ausgestorben.
— primigenius Blum., das Mammut; ausgestorben.
Arctomys marmotta Schreb., das Murmeltier; jetzt in den Alpen, Karpaten und Pyrenäen.
Castor fiber L., der Biber; jetzt in Europa, Nordasien und Nordamerika.
— (Trogontherium) Cuvieri Fisch.; grösser als der gewöhnliche Biber; ausgestorben.

Arvicola amphibius L., die Wasserratte; jetzt in ganz Europa und in Nordasien.

Von den Mollusken der Mosbacher Sande lebt die Mehrzahl noch jetzt am Mittelrhein und im Maingebiete; am häufigsten sind die Valvaten, Limnäen, Planorben, Sphärien und Pisidien, also die im süssen Wasser lebenden Mollusken, während von Landschnecken nur die ebenfalls an feuchten Orten lebenden Succineen und auch Helix arbustorum zahlreicher vorkommen. „Dem Mosbacher Sande fehlen vorzugsweise solche Arten, welche trockene Standorte lieben, häufig sind in ihm dagegen Bewohner feuchter Wälder und Uferstriche, was zur Beurteilung des damaligen Klimas nicht unwichtig ist“ (Fr. Sandberger 1875, S. 825). Einige der Mosbacher Arten leben jetzt in den Alpen und im nördlichen Russland (Pupa columella, P. substriata, Valvata naticina, Valvata alpestris); andere sind aus der pliocänen Zeit in die diluviale übergegangen (Pisidium amnicum, Bythinia tentaculata, Planorbis corneus, Succinea oblonga, Helix pulchella); nur wenige Arten von zweifelhafter Selbständigkeit, die auch in Mosbach selten sind, gelten als vollständig ausgestorben.

Von den zu Mosbach aufgefundenen Landsäugetieren ist besonders das Flusspferd bemerkenswert [1]); Hippopotamus major ist eine häufige Erscheinung in den oberpliocänen Ablagerungen der Auvergne (Issoire, Dép. Puy de Dôme) und des oberen Arnothales (Toskana), wurde jedoch im Diluvium bisher nur sehr selten aufgefunden; das jetzige afrikanische Nilpferd (H. amphibius L.) ist kaum von dem diluvialen verschieden und stammt wohl direkt von demselben ab. Von den Elefanten sind die Reste des älteren Elephas antiquus in Mosbach häufiger als die zusammen mit diesen liegenden Reste von El. primigenius; der erstere ist bereits im oberen Diluvium ausgestorben, der letztere ist die Stammform der jetzigen afrikanischen Elefanten. Ebenso fehlt das ältere diluviale Nashorn Rh. Merckii bereits im oberen Diluvium, in welchem es durch Rh. tichorhinus Cuv. ersetzt wurde.

Ausgestorben sind jetzt ebenfalls der Höhlentiger, der Höhlenbär, der Urochs und der Riesenhirsch. Aus unseren Gegenden haben sich nach dem Norden von Europa, Asien, resp. Amerika zurückgezogen: der Auerochs oder Wisent, der identisch ist mit dem amerikanischen Bison, der kanadische Hirsch (Wapiti), das Elentier und das Rentier. Auch der Luchs kommt bei uns in Deutschland nicht mehr vor, wenn er auch noch am Ende des vorigen und im Anfange dieses Jahrhunderts im Harz und im Thüringer Walde geschossen wurde; er hat sich jetzt in die Wälder der Alpen und Karpaten und des nördlichen Europas vor dem Menschen zurückgezogen [2]); ebenso der Biber.

---

[1]) Je ein grosser Eckzahn (26 cm lang, 53 mm dick) von Hippopotamus aus den Mosbacher Sanden liegt im Museum zu Wiesbaden (der rechte des Unterkiefers) und in der Sammlung des verstorbenen preuss. Landesgeologen C. Koch, die sich jetzt in der geolog. Landesanstalt zu Berlin befindet (der linke des Unterkiefers). Auch einige Backzähne von Hippopotamus liegen in der Wiesbadener Sammlung.

[2]) Vergl. J. H. Blasius, Naturgeschichte der Säugetiere Deutschlands, S. 176. Braunschweig 1857.

Charakteristisch für die Mosbacher Säugetierfauna ist, dass die sämtlichen Arten Wald- und Flussbewohner sind; nur das Murmeltier passt nicht ganz in den Rahmen dieser Fauna, insofern die Murmeltiere jetzt über der Waldregion auf den öden Felsflächen der Hochalpen nahe den Gletschern leben; wir müssen daher wohl annehmen, dass die Reste dieser Tiere in den Mosbacher Sanden von den höchsten Teilen des damals jedenfalls mit Gletschern bedeckten Taunus stammen. In Uebereinstimmung hiermit deuten auch einige andere Arten der angeführten Säugetier- und Molluskenfauna auf ein etwas kälteres als das jetzige Klima für die Zeit, in welcher sich die Mosbacher Sande ablagerten, so besonders das Rentier.

Uebrigens sind die „Mosbacher Sande“ nicht ein lokal isoliertes Vorkommen, sie gehören vielmehr zu den am Mittelrhein überall verbreiteten Sanden des mittleren Diluviums, und sind nur ausgezeichnet durch die reiche Fauna, welche hier am Südrande des Taunus besonders günstige Lebensbedingungen gefunden zu haben scheint. Auch die von Mosbach angeführten Mollusken und Säugetierreste finden sich, wenn auch nicht so zahlreich, in den mittleren Diluvialsanden der Rheinebene unterhalb Mannheim, bei Worms und Mainz, und in dem „Ried“ auf der rechten Rheinseite. Bei dem Bau des Forts auf dem Petersberge nördlich von Kastel und wenige Kilometer östlich von Mosbach gelegen, wurden zahlreiche Mollusken der Mosbacher Fauna und einige Säugetierreste (Mammut, Urochs, Biber etc.) in den mächtigen grauen Sanden von der gleichen Lagerung wie bei Mosbach aufgefunden. Aus den mittleren Diluvialsanden der Rheinebene in der Gegend von Worms, Zwingenberg, Pfungstadt, Erfelden, Grossgerau, Mainz etc. liegen im Darmstädter Museum zahlreiche Reste vom Mammut, von Hirschen (C. euryceros, vollständiger Kopf und Geweih im Paulusmuseum zu Worms), vom Urochs und Wisent, vom Rhinoceros, vom diluvialen Pferde etc. Auch die Mosbacher Mollusken sind von anderen Orten am Mittelrhein bekannt geworden, so aus den Brunnen im Griesheimer Eichwäldchen (oben S. 648 erwähnt), aus grauen Sanden an der Eberstädter Strasse südlich von Darmstadt und aus denselben Sanden am Wormser Bahnhofe [1]).

Während die Mollusken zumeist an den Orten ihres Fundortes oder doch nahe bei denselben gelebt haben, tragen die Reste der Landsäugetiere, wie man sie in den Sanden und Kiesen des mittleren Rheindiluviums findet, stets die deutlichen Zeichen von längerer Verschleppung und Verschwemmung im Wasser an sich: niemals trifft man zusammenhängende Skelette oder auch nur mehrere Teile desselben Skelettes zusammenliegend, sondern stets nur einzelne Stücke; oft sind die Knochen, Geweihe und Zähne stark abgerollt. Die grauen Rheinsande kamen eben, wie wir oben ausführten, in einem grossen See zur Ablagerung, in welchen See durch die einmündenden Bäche und Flüsse Skelettstücke der in der Gegend rings um den Rheinsee lebenden Landsäugetiere (ebenso wie die Landschnecken) eingeschwemmt

[1]) G. Greim, Ueber den Diluvialsand bei Darmstadt, im N. Jahrb. Min. 1885. Bd. I, S. 142—148.

wurden; daher sind auch in der Regel nur die härtesten Skeletttteile, die Zähne, Unterkiefer, Geweihe und Hörner, erhalten geblieben.

Scharf geschieden und ganz anderer Entstehung als die bisher betrachteten unteren und mittleren Stufen des Rheindiluviums, welche in einem Süsswassersee abgelagert wurden, ist das obere Diluvium am Mittelrhein: diskordant und übergreifend über die älteren diluvialen Thone und Sande liegen als jüngstes Diluvium in der Rheinebene die Flugsande mit ihren ausgedehnten Düneuzügen, und auf den Vorhügeln und Bergabhängen der rings über die Rheinebene sich erhebenden Randgebirge lagert als eine weit ausgebreitete Decke der gleichzeitig mit jenen Flugsanden entstandene Löss.

Im nordöstlichen Teil der oberrheinischen Tiefebene erstreckt sich ein langer Zug von typischen Sanddünen aus der Gegend von Karlsruhe über St. Léon, Schwetzingen, Friedrichsfeld, Virnheim, Lorsch, Zwingenherg, Pfungstadt, Darmstadt und Mörfelden bis gegen den Main, in einer wenig unterbrochenen Strecke von etwa 120 km; die Breite der Dünen ist verschieden bis zu mehreren Kilometern; ihre Höhe geht bis zu 10 und 12 m. Diese Dünenzüge waren zur Zeit ihrer Entstehung noch viel ausgedehnter als jetzt, wo die alluvialen Thäler des Rheins, des Neckars und der Bäche und Flüsschen der Bergstrasse sie angenagt und zum Teil fortgeschwemmt haben; auch der meist vorhandene Abstand der Dünen vom östlichen Gebirgsrande ist durch die früher nördlich gerichteten alluvialen Flussthäler bedingt; der Neckar floss einst von Heidelberg nordwärts an der Bergstrasse her (siehe unten) und durchbrach erst bei Zwingenberg die Dünenzüge. Nördlich von Jugenheim am Frankenstein und bei Darmstadt reichen die Dünen daher noch jetzt bis an den Gebirgsrand und werfen sich nördlich von Darmstadt über die flachen Erhebungen der rotliegenden Sandsteine zwischen Darmstadt und Offenbach nach Osten bis in die weite Ebene des unteren Main bei Dieburg, Babenhausen, Seligenstadt und Hanau. Von Karlsruhe an bis gegen Darmstadt zu verlaufen die Dünenrücken stets in nordsüdlicher Richtung; nördlich der letzten höheren Berge der Bergstrasse aber und in der Ebene gegen den Main zu bei Mörfelden, Langen, Dietzenbach etc. wendet die Richtung der Dünen nach Nordosten und Osten um und die Dünenzüge streichen in der unteren Mainebene zumeist genau von Westen nach Osten [1]).

Die flachwelligen Dünen bestehen in ihrem Innern aus feinen hellgrauen bis gelblichen und rötlichen Sanden; gröbere Sandstriche ziehen oft und besonders in den tieferen Partieen der Dünen durch die vorherrschenden feinen Sande. Diese „Flugsande" setzen sich vorwiegend aus kleinen abgerundeten Quarzkörnchen zusammen; daneben liegen in untergeordneter Anzahl Körnchen von Feldspat. Glimmer, Magneteisen, Hornblende, Epidot, Zirkon, Rutil, Apatit,

[1]) Siehe die Blätter Schwanheim und Sachsenhausen der preuss. geolog. Spezialkarte, aufgenommen von C. Koch, Berlin 1880 — und die Blätter Darmstadt, Mörfelden, Rossdorf und Messel der geolog. Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1 : 25,000, aufgenommen von C. Chelius. Darmstadt 1886 und 1891. Nebst Erläuterungen.

Granat und Turmalin; nur der Zirkon konnte nicht abgeschliffen werden, sondern zeigt stets scharf ausgebildete, farblose Kryställchen [1]). Die Grösse der Sandkörner des Flugsandes ist in der Regel kleiner als 0,5 mm; Körner von mehr als 3 mm sind selten.

Der Dünensand der Rheinebene ist, wie der unterliegende ältere Diluvialsand, aus dem er entstanden ist, stets kalkhaltig (bis zu 20 % kohlensaurer Kalk), und man sieht daher häufig in den Sanddünen das sogen. „Beinbrech", lange verzweigte weisse Kalkranken und -röhren, die sekundär im Sande um Pflanzenwurzeln ausgeschieden wurden. Jedoch ist die Oberfläche des Flugsandes allgemein bis zu einer Tiefe von 0,5—1,5 m entkalkt (durch das eindringende Regenwasser).

Dass diese grossen Dünenzüge vom Winde zusammengeweht wurden, gerade wie die Dünen am Strande des Meeres oder am Ufer grosser Seen, darüber kann niemand im Zweifel bleiben, der diese Dünen einmal gesehen hat; noch jetzt wird der Dünensand in der Rhein- und Mainebene vom Winde bewegt und schüttet Gräben und Kanäle, Strassen und Wege zu. Ein untrügliches Zeichen dieser Entstehung sind die glatt geschliffenen Geschiebe der älteren Mainschotter da, wo dieselben unter Dünen liegen, und die „Dreikanter" resp. Vielkanter, welche im Jahre 1890 zuerst von Sauer und Chelius bei Isenburg, südlich von Frankfurt, gefunden wurden [2]).

Neben diesen echten Dünenzügen treffen wir in der Rheinebene den Flugsand auch in Flächen ausgebreitet, die wohl durch sekundäre Verschlemmung des Dünensandes mittelst Denudation und Erosion entstanden sind. Das Material des Flugsandes entstammt ohne Zweifel dem Untergrunde der Rhein- und Mainebene: als der Rheinsee abgeflossen war, wirbelten die Winde den Sand des mittleren Diluviums der Rheinebene zur oberen Diluvialzeit zu Dünen auf und warfen die feinen Sande gegen den östlichen Gebirgsrand der Ebene.

Im nordöstlichen Teile der oberrheinischen Tiefebene konnte durch die Spezialaufnahmen der Blätter in der Umgegend von Darmstadt und Gross-Umstadt in den letzten Jahren nachgewiesen werden, dass die eben beschriebenen Flugsande der Dünen allmählich übergehen in die grossen Lössflächen, welche den vorderen Odenwald umhüllen. Zwischen den echten Flugsandgebieten und dem echten Löss befindet sich in der genannten Gegend eine mehrere Kilometer breite Zone, in welcher der Löss immer sandiger wird und mit unmerklichem Uebergang allmählich zum Flugsand wird. Diese bemerkenswerte Zone zieht sich vom Frankenstein bei Eberstadt an der Bergstrasse nach Ostnordost hinüber, nördlich von Reinheim vorbei bis nach GrossU-mstadt: südöstlich von dieser Zone findet man die Flächen des echten Löss, nordwestlich den Flugsand und seine Dünenzüge. In den feinen lössartigen Sanden der Uebergangszone findet sich dieselbe Schneckenfauna wie im Löss; in dem Flugsande der Dünen

[1]) Siehe die nähere Beschreibung des Dünensandes bei C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Mörfelden, S. 13—17. Darmstadt 1891.

[2]) A. Sauer und C. Chelius, Die ersten Kantengeschiebe im Gebiete der Rheinebene. in N. Jahrb. Min. 1890. II. Bd., S. 89—91. Stuttgart.

jedoch fehlt stets jede Spur einer primären Schneckenfauna und sind hier wohl die Schalen der Schnecken durch den bewegten Sand immer vollständig zermahlen worden.

Durch diesen jetzt nachgewiesenen Uebergang aus dem „Flugsand" in den Löss wird die Theorie von F. v. Richthofen über die äolische Entstehung des Löss wesentlich gekräftigt [1]). Andererseits spricht die Fauna des Löss dafür, dass zur oberen Diluvialzeit in Deutschland grosse Flächen, und vor allem die oberrheinische Tiefebene und ihre nächste Umgebung in Steppen, ähnlich den südrussischen Steppen, umgewandelt waren.

Wir haben oben (S. 225—227) die Beschaffenheit des Rheinlöss kennen gelernt. Allerdings dürfte der Löss im niederrheinischen Schiefergebirge nur in dem weiten Lahnbecken zwischen Taunus und Westerwald noch auf primärer Lagerstätte sich befinden, während er längs des Rheines unterhalb Bingen zumeist auf sekundärer Lagerstätte und durch den Rheinstrom selbst hinabgeschlemmt sein dürfte. Alle Bergplateaus des weiten Schiefergebirges sind völlig frei von Löss, wie wir oben (S. 227. 228) betont haben, so dass das niederrheinische Schiefergebirge zur Zeit des oberen Diluviums zum grössten Teil mit Wald bedeckt gewesen sein muss, während die tiefer gelegenen und flacheren Teile von Deutschland Steppengebiet gewesen sind.

Der Löss breitet sich in Rheinhessen über die tertiären Stufen des Mainzer Beckens und auch noch über die rotliegenden Ränder des Beckens bis gegen den Donnersberg aus; er steht über dem westlichen Rande des alluvialen Rheinthales zwischen Worms und Mainz und bei Bingen in seiner grössten Mächtigkeit bis zu 10 und 12 m an; die schönsten Lösshohlwege findet man in diesen Strecken, besonders bei Guntersblum und bei Kempten, am Südfusse des Rochusberges. Die Flugsanddünen nordwestlich und westlich von Mainz bei Mombach auf dem Lenneberge und bei Heidesheim dürften nach Süden ebenso allmählich in den Löss des Tertiärplateaus von Finthen und Hechtsheim übergehen, wie dies drüben bei Darmstadt nachgewiesen wurde.

Der Odenwald ist rings umhüllt mit mächtigen und ausgedehnten Lössflächen, die hier in der Regel bis 250 m, gelegentlich aber auch höher, bis 300 und 400 m über Meer, hinaufsteigen. In der Umgegend von Gross-Umstadt, im nördlichen Teile des Odenwaldes, wo der Löss bei den Aufnahmen der Karten im Massstabe 1 : 25,000 genauer untersucht worden ist, konnte für die Löss-Ablagerungen in normaler Folge das nachstehende Profil (von oben nach unten) festgestellt werden [2]):

---

[1]) Ich war vor einigen Jahren noch nicht überzeugt von der äolischen Entstehung des Rheinlöss, daher ich mich oben S. 230 in der ersten Lieferung (erschienen 1887) dieses Bandes noch gegen dieselbe aussprach; obwohl jetzt bei mir noch nicht alle Zweifel gegen die Richthofensche Theorie beseitigt sind, und obwohl die genauen Aufnahmen der Lössflächen im Rheingebiet noch nicht weit vorgeschritten sind, so muss ich doch zugeben, dass die Ergebnisse der jüngsten Aufnahmen, wie ich sie zum Teil oben mitgeteilt habe, überwiegend für eine äolische Entstehung des Löss sprechen.

[2]) C. Chelius und Chr. Vogel, Zur Gliederung des Löss, in N. Jahrb. Min. 1891. I. Bd., S. 104 ff., Stuttgart. — Vergl. auch Chr. Vogel, Die Quarzporphyre

Schichten	Abteilung
1) Lösslehm, braun, oft schwach humos, kalkfrei, ungeschichtet. 2) Löss, oberer, hellgelb, kalkreich, ungeschichtet.	I oberer Löss mit verlehmter Oberfläche.
3) Lössähnlicher Sand, gebändert und geschichtet, hellgelb, bräunlich und grünlich, oft kalkhaltig. 4) Schotterreiche und lehmige Oberfläche des oberen Sandes, kalkarm. 5) Sand und Schotter, oberer, mit Geröllen und Kiesen einheimischer Herkunft, geschichtet.	II oberer Sandlöss.

— Scharfe Grenze. —

Schichten	Abteilung
6) Humoser Lehm, kalkfrei, graubraun, mit oberflächlich eingemengten Quarzkörnchen und zahlreichen Kohlenstückchen; alte Oberfläche. 7) Lehm („Laimen"), dunkelbraun bis rotbraun, kalkfrei, mit vielen Manganknötchen, ungeschichtet. 8) Löss, unterer, hellgelb, kalkreich, ungeschichtet. 9) Löss mit zahlreichen Kalkkonkretionen („Lösskindeln, Puppensteinen").	III unterer Löss mit verlehmter alter Oberfläche.
10) Lehmig-thonige Oberfläche des unteren Sandes, oft kalkhaltig; ockergelbe, lössartige Lehme ohne Kalk wechsellagern mit Sandstrichen und graugelben, weissen und grünlichen Thonen und ockerigen Sandschmitzen mit oder ohne Kalk. 11) Sand und Schotter, unterer, mit sandigen, lössähnlichen Schmitzen, mit Geröllen und Kiesen einheimischer Herkunft.	IV unterer Sandlöss.

12) Sande, Kiese, Schotter und Thone des mittleren und unteren Diluviums; Gerölle einheimischer Herkunft.

Liegendes: Pliocäne Thone und Sande, oder älteres Gebirge (Rotliegendes, Gneisse etc.).

Aus diesem Normalprofile erkennen wir, dass sich in der Umgegend von Gross-Umstadt ein oberer und ein unterer Löss voneinander scheiden lassen; beide sind voneinander getrennt durch lokal eingeschwemmte Sande und Schotter, welche geschichtet sind und fluviatile Entstehung verraten. Solche Flussabsätze fehlen naturgemäss auf den Höhen der Berge, so dass alsdann der obere Löss direkt auf dem

---

in der Umgegend von Gross-Umstadt, Einleitung; in Abhandl. hess. geolog. Landesanstalt. Bd. II, Heft 1. Darmstadt 1891.

unteren liegt und die Grenze zwischen beiden nur durch die scharf gezeichnete ehemalige humose Oberfläche des unteren Löss erkannt werden kann. Charakteristisch für den unteren Löss sind auch die eigenartigen Kalkkonkretionen, „Lösskindchen“ oder „Puppensteine“ genannt, welche meist in weit durchziehenden horizontalen Reihen angeordnet liegen [1]).

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten dieses Profils wechselt ziemlich rasch; im ganzen werden die Schichten Nr. 1—11 in der Umgegend von Gross-Umstadt etwa 10 m mächtig.

Die Entkalkung der Lössoberfläche und Auslaugung des Kalkgehaltes durch das in den Boden eindringende Regenwasser ist eine allgemein verbreitete Erscheinung: der locker aufgehäufte, stark poröse, sandige, hellgelblichgraue Lössboden wird hierdurch zu einem schweren, gelbbraunen, kalkfreien Lehm, und zwar ist diese in der Regel bis 50 cm, manchmal auch bis 1 m tief greifende Verlehmung und Entkalkung des Löss sowohl an der Oberfläche des oberen als an der des unteren Löss vor sich gegangen, so dass hiernach der untere Löss eine längere Zeit lang frei an der Erdoberfläche in unserer Gegend gelegen haben muss. Ob die häufigen Holzkohlenstückchen in der Oberflächenschicht des unteren Löss auf menschliche Bewohnung deuten, scheint mir ungewiss, da ein Steppenbrand ebenso gut durch einen Blitz wie durch Menschenhand entzündet werden konnte.

Der echte Löss ist stets vollkommen ungeschichtet, ein Zeichen seiner subaërischen Entstehung: als Staub aus der Rheinebene vom Winde aufgewirbelt, lagerte er sich nicht im Wasser, sondern auf Grassteppen ab. Fossile Reste sind im allgemeinen selten im echten Löss; jedoch trifft man stellenweise in grösserer Menge drei kleine Landschnecken an:

Helix hispida L.
Pupa muscorum L.
Succinea oblonga Drap.

Diese drei leitenden Lössschnecken leben noch jetzt in ganz Europa, ausserdem auch in Nordafrika, in Kaukasien, Armenien, Turkestan und in Sibirien bis zum Amur [2]); sie charakterisieren den oberen Löss ebenso wie den unteren.

Unter Tausenden von Exemplaren dieser drei Schnecken findet man kaum noch eine andere Art; von der Bergstrasse erwähnt C. Chelius aus echtem Löss nur noch [3]):

---

[1]) Entsprechend dem oberen und unteren Löss unterscheidet jetzt C. Chelius in der Rheinebene bei Darmstadt auch einen oberen und unteren Flugsand, durch Schotter und Kiese einheimischer Gesteine voneinander getrennt; Erläuterung zu Blatt Darmstadt, S. 36. Darmstadt 1891.

[2]) Siehe C. A. Westerlund, Fauna der in der paläarktischen Region lebenden Binnenconchylien. Lund und Berlin, 1884—1890.

[3]) C. Chelius, Einige Diluvialfaunen des nördlichen Odenwalds, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt 1884, S. 1—24. — Von den dort angeführten Diluvialfaunen gehören zum: 1) echten Löss, diejenigen von Nieder-Beerbach und Bohneck; 2) oberen Sandlöss, die von Schönberg, vom Breitelohhof,

Pupa columella v. Mart.; lebt jetzt nicht mehr in Deutschland, jedoch auf den Alpen, auf der Hohen Tatra, im nördlichen Russland und in Skandinavien.
Helix pulchella Müll.; jetzt in ganz Europa, in Nordafrika, in West- und Nordasien.

Etwas reicher an Arten ist die Schneckenfauna aus dem oberen Sandlöss; hier finden sich im nördlichen Odenwalde neben den drei vorherrschenden „Lössschnecken" (Helix hispida, Pupa muscorum und Succinea oblonga) auch noch:

Vitrina Kochi Andr.
Hyalinia crystallina Müll.; jetzt in Europa.
— cellaria Müll.; jetzt in Europa, in Kaukasien und Sibirien.
Helix pulchella Müll.
— costata Müll.; jetzt in Europa, Nordafrika, in West- und Nordasien.
— tenuilabris A. Braun.; jetzt in Sibiren.
— rufescens Penn.; jetzt in Belgien, England und im nordwestlichen Frankreich.
— arbustorum L.; jetzt überall in Europa.
Cionella lubrica Müll.; jetzt in Europa, Kaukasien, Armenien, Algerien und Marokko.
Pupa secale Drap.; jetzt in Europa.
— dolium Drap.; jetzt in den Alpen, in Ungarn und in den Karpaten.
— columella v. Mart.
Clausilia corynodes Held, jetzt iu Ostfrankreich, Hessen, Süddeutschland und in den Alpen.
— parvula Stud.; jetzt in Mitteleuropa.
Limnaeus truncatulus Müll.; jetzt in Europa, Nordafrika, in Mittel- und Nordasien.

Dass wir in diesem oberen Sandlöss neben den vorherrschenden Landschnecken auch eine Süsswasserschnecke (Limnaeus) finden, beweist uns, dass der Sandlöss nicht allein aus Flugsand besteht, sondern dass hier auch lokale Fluss- und Bachanschwemmungen mitspielen; daher ist der obere Sandlöss mehr oder weniger deutlich geschichtet und enthält Gerölle und Kiese einheimischer (das heisst in der weiteren Umgebung seines Fundortes im Untergrunde anstehender) Gesteine; oft verschwindet er, wie erwähnt, vollständig zwischen dem unteren und oberen Löss. Gegen oben geht der obere Sandlöss stets allmählich in den echten (oberen) Löss über, nach unten ist er scharf geschieden von der alten humosen Oberfläche des unteren Löss.

Ebenso ist der untere Sandlöss an der Bergstrasse und im nördlichen Odenwald durch lokale Bach- und Flussabsätze entstanden.

Pulvermühle, Waschenbach, Zehmühle, Glashüttenmühle; 3) unteren Sandlöss, die vom Kleinert. Die Faunen vom Grossen Bruch und von Seeheim gehören bereits dem Alluvium an. In sekundär verschlemmtem Löss liegen die Faunen von Oberramstadt, Niedermodau und Bollmühle.

Daher häufen sich hier zuweilen recht mächtige (3—4 m) grobe Sande und Kiese, Gerölle und Schotter an, während sie an anderen Stellen vollständig fehlen; es werden sich im nördlichen Odenwalde durch die räumliche Verteilung der fluviatilen Bildungen alte Bach- und Flussläufe der mitteldiluvialen Zeit nachweisen lassen; auf den Bergflächen zwischen den ehemaligen Thälern lagert der untere Löss direkt auf den krystallinen Gesteinen des Untergrundes. In den Strichen und Schichten feineren Sandes zwischen den gröberen Kiesen trifft man zuweilen eine ziemlich reiche Schneckenfauna, welche genau der oben erwähnten „Mosbacher" Fauna des mittleren Diluviums der Rheinebene entspricht; charakteristischerweise sind hier ziemlich viel Süsswasser-Mollusken neben den Landschnecken vorhanden; wir führen aus der Fauna des unteren Sandlöss, welche von C. Chelius vom Kleinert bei Gross-Zimmern, südlich von Dieburg gelegen, beschrieben wurde, die folgenden Arten hier an:

a. Landschnecken:

Helix hispida L.
— arbustorum L.
— striata Müll.; jetzt in Norddeutschland, Böhmen, Galizien, Ungarn und Siebenbürgen.
— pulchella Müll.
— costata Müll.
Buliminus tridens Müll.; jetzt in Mittel- und Südeuropa, im Kaukasus, Armenien, Kleinasien, Syrien und Persien.
Cionella lubrica Müll.
Pupa muscorum L.
— columella v. Mart.
— genesii Grdl.; jetzt in Tirol und in Schweden.
Clausilia pumila C. Pfr.; jetzt in Mittel- und Osteuropa.
Succinea oblonga Drap.

b. Süsswasser-Mollusken:

Valvata macrostoma Steenb.; jetzt im nördlichen Deutschland, Galizien, Russland, Skandinavien.
Limnaeus palustris Müll.; jetzt in Europa, Westasien und Sibirien.
— pereger Müll.; jetzt in Europa, in Nordafrika und in Westasien.
— truncatulus Müll.; jetzt in Europa, in Nordafrika, in West-, Nord- und Mittelasien.
Planorbis umbilicatus Müll.; jetzt in Europa, in Westasien und Sibirien.
— rotundatus Poir.
Pisidium amnicum Müll.; jetzt in Europa, in Nordafrika, in Nord- und Westasien.
— casertanum Poli; jetzt in Süditalien, auf Creta und in Syrien.
— obtusale C. Pfr.; jetzt in Europa nördlich der Alpen.

Die Verbreitung des oberen und mittleren Diluviums auf den Randgebirgen der Ebene am Mittelrhein und Untermain ist eine sehr weit ausgebreitete: die Sande und Kiese, sowie die aufliegenden Lössmassen bedecken die tertiären Stufen in Rheinhessen, am Südrande des Taunus, in der Umgegend von Frankfurt, Offenbach, Hanau und in der Wetterau; sie reichen weit auf die Lavaströme des Vogelsberges hinauf; sie liegen auf dem krystallinen Grundgebirge des Odenwaldes, besonders in den breiten Thalsenken der Gersprenz und Weschnitz, und liegen auf den Sandstein- und Muschelkalkplateaus des hinteren Odenwaldes und des Baulandes; sie umgeben den Südrand des Odenwaldes und überkleiden die abgesunkenen Trias- und Juratafeln in der Kraichgauer Senke.

Wir erwähnen aus der letzteren Gegend eines bekannten Fundortes für die Fauna des mittleren Diluviums (Mosbach), das sind die Sande von Mauer im Elsenzthale, 10 km südöstlich von Heidelberg gelegen [1]). Die Diluvialsande liegen dort auf Buntsandstein und Muschelkalk und werden bedeckt von Löss; es scheint, dass zur mittleren Diluvialzeit die Elsenz hier zu einem kleinen See aufgestaut war, indem sich 10—12 m mächtige, grobe und feine, kalkhaltige Quarzsande (vorwiegend aus dem Bunten Sandstein der Umgegend stammend) auf Gerölle und Schmitzen von blaugrauen Thonen ablagerten. Sowohl im Sand als im Thon finden sich zahlreiche Land- und Süsswasser-Mollusken, auch Reste von eingeschwemmten Landsäugetieren; diese Fauna ist genau die gleiche wie diejenige, die wir oben von Mosbach bei Wiesbaden kennen lernten, nur ist sie weniger reich als dort, weil in Mauer noch nicht so viel gesammelt wurde, als dies seit Jahrzehnten in Mosbach der Fall gewesen ist.

Aequivalente des unteren Diluviums der Rhein- und Mainebene konnten aus den Randgebirgen am Mittelrheine durch Fossilien bisher noch nicht nachgewiesen werden; wahrscheinlich gehören hierher die älteren Schotter- und Geschiebe-Ablagerungen auf dem Taunus [2]) und die Geröll- und Kiesbildungen auf den Höhen der Tertiärplateaus in Rheinhessen [3]).

Ueberblicken wir noch einmal die diluvialen Schichten am Mittelrhein, so haben wir drei Phasen verschiedener Entstehung derselben erkannt: zur Zeit des unteren Diluviums lagerten sich in der Tiefe des grossen Süsswassersees in der Rhein- und Mainebene Thone mit Valvata antiqua, Anodonten und Unionen ab. Zur mittleren Diluvial-

---

[1]) W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, S. 532 ff. Strassburg 1881. — Siehe auch: A. Andreae, Der Diluvialsand von Hangenbieten im Unter-Elsass; in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. IV, Heft 2. Strassburg 1884.

[2]) K. Koch bezeichnet diese ausgedehnten Ablagerungen auf beiden Seiten des Taunuskammes auf den Blättern Eltville, Langenschwalbach, Königstein, Platte und Wiesbaden der preuss. geolog. Spezialkarte in 1 : 25,000 als: „Taunusschotter und -geschiebe“ und als: „Geschiebelehm“ (d_2 und d_3, Unteres Diluvium). So lange keine charakteristische Fauna aus diesen Ablagerungen bekannt ist, bleibt die Altersbestimmung ungewiss.

[3]) R. Lepsius, Das Mainzer Becken, geologisch beschrieben, S. 157. Darmstadt 1883.

zeit gelangte die Zuschüttung des Oberrheinsees mittelst der Delta-absätze des Rheines bis zur Mittelrheingegend und erfüllte die Ebene bis zu Tiefen von mindestens 175 m mit ihren Sanden und Geröllen; von allen Seiten her schoben die einmündenden Seitenbäche und -flüsse gleichzeitig ihre Delta-Ablagerungen in den Rheinsee vor, so dass vor den Mündungen des Maines bei Hanau und Frankfurt, des Neckars bei Heidelberg und der Bäche an der Bergstrasse im Halbkreis ausgebreitete diluviale Schuttkegel entstanden. Die charakteristische Fauna dieser mittleren Diluvialzeit ist diejenige, wie sie von Mosbach, Darmstadt, Mauer etc. bekannt geworden ist. Am Ende der mittleren Diluvialzeit war die ganze ober- und mittelrheinische Tiefebene mit Deltaschutt ausgefüllt. Zur oberen Diluvialzeit greift eine Steppenbildung in den Rhein- und Maingebieten Platz, von der wir vorher keine Spuren nachweisen können: in der Rhein- und Mainebene werden vom Winde ausgedehnte Sanddünen aus den in der Ebene lagernden älteren Diluvialsanden aufgehäuft; der Flugsand verbreitet sich bis auf die Randgebirge und geht hier allmählich in den feinsten Staubsand, den Löss, über. Die Lössfauna kennzeichnet sich durch die fast ausschliessliche Verbreitung dreier Landschnecken: der Helix hispida, der Pupa muscorum und der Succinea oblonga; die charakteristischen kleinen Steppensäugetiere (Murmeltier, Pfeifhasen, Lemminge etc.) wurden bis jetzt am Mittelrhein im echten Löss noch nicht gefunden. Eine vierte Phase in der jüngsten Entwicklungsgeschichte der oberrheinischen Tiefebene fällt bereits in die Alluvialzeit: in dieser Zeit schnitten sich der Rhein und seine Zuflüsse ein in die diluvialen Ablagerungen der Rheinebene, trugen einen grossen Teil der oberen Diluvialsande und der Deltaschotter wieder fort und lagerten in diesen neuen, altalluvialen Flussbetten zum Teil wieder Schlick und unreine Sande ab.

b. Diluvium am Oberrhein.

Am Oberrhein finden wir im Diluvium ganz dieselben Verhältnisse wie am Mittelrhein. Auch hier sind scharf zu trennen: 1) die Sande und Schotter, mit denen das immer weiter nach Norden sich vorschiebende Rheindelta zur mittleren Diluvialzeit den grossen Süsswassersee der oberrheinischen Tiefebene ausfüllte; 2) die diluvialen Ablagerungen fluviatiler und subaërischer Entstehung auf der tertiären Terrasse und auf den Vorbergen rings über dem Seespiegel; hier bildeten sich die „Vogesensande", der Sandlöss und der echte Löss; 3) die alluvialen Einschnitte und Einbettungen des Rheinstromes, der Ill, der Breusch, der Zorn, Moder, der Dreisam etc. in die diluvialen Schichten.

Absätze zur unteren Diluvialzeit, welche den oben (S. 647) erwähnten Thonen mit Valvata antiqua von Langen bei Darmstadt entsprechen würden, sind noch nicht vom Oberrhein bekannt geworden. Auch über die mitteldiluvialen Rheinschotter und Rheinsande, die eigentliche Seeausfüllung, sind noch keine näheren Untersuchungen angestellt worden; wir wissen hierüber nur, dass sie bis unter die Stadt Strassburg reichen und hier in den Jahren 1830—1831 bei Anlage eines sogen. „artesischen Brunnens" in 48,75 m Tiefe noch nicht

durchbohrt wurden. Wir haben oben (S. 648) gehört, dass am Mittelrhein zu Waldhof bei Mannheim ein Bohrloch von 175 m diese Rheinsande nicht durchbohrte; vermutlich werden diese Deltaschotter des Rheinsees am Oberrhein noch bedeutend mächtiger als am Mittelrhein angehäuft liegen. Jedenfalls sind sowohl die Sande als die Schotter der mitteldiluvialen Seeausfüllung am Oberrhein im allgemeinen viel gröber im Sandkorne und in der Grösse der Gerölle, als am Mittelrhein, weil wir dort der Einmündung des Rheines in den Diluvialsee bei Basel viel näher kommen. Ich erinnere hier an die groben Geröll-Ablagerungen, welche im Hardtwalde an der Eisenbahn zwischen dem Rheine bei Bantzenheim und Ottmarsheim und dem Rhone-Rheinkanal bei Mülhausen überall zu Tage liegen, und welche in derselben Weise nordwestlich von Mülhausen die unfruchtbare Sennheimer Heide zusammensetzen; ob diesen Schottermassen, welche zwar vorwiegend als mitteldiluviale Deltaabsätze des Rheines im See entstanden sind, an den Rändern der Rheinebene vor den Thalausgängen nicht ebensolche Nebendeltas, wie diejenigen von Neckar und Main, beigemischt resp. aufgelagert sind, bleibt zu untersuchen.

Hier im Ober-Elsass erscheinen der Löss und die fluviatilen Sande erst auf den Vorbergen der Vogesen bei Thann, Ruffach und Colmar, gerade wie drüben in Baden auf den Vorbergen des Schwarzwaldes. Aber im Unter-Elsass und in der Vorderpfalz liegt die Grenzlinie zwischen den See- und den Land-Ablagerungen ziemlich weit draussen in die Rheinebene vorgeschoben bis nahe an den westlichen Rand des alluvialen Rheinstrombettes: die tertiären Plateaus des Mainzer Beckens in Rheinhessen setzen sich nach Süden unter dem Diluvium fort durch die Vorderpfalz und durch die Zaberner Bucht im Unter-Elsass bis nahe westlich von Strassburg; diese tertiären Flächen westlich des Rheines lagen während der ganzen Diluvialzeit über dem Seespiegel, sie lagen auch wohl in einem relativ höheren Niveau, als es jetzt der Fall ist. Wie wir oben (S. 596) bereits angeführt haben, verläuft eine Hauptverwerfung der westlichen Rheinseite östlich von Weissenburg her nach Süden über Hagenau und Vendenheim, westlich nahe bei Strassburg vorbei bis nach Schlettstadt, so dass bei Truchtersheim, Kolbsheim und Geispolsheim, nordwestlich, westlich und südwestlich von Strassburg, noch älteres Tertiär (oberoligocäne Cyrenen-Mergel) unter dem Diluvium zu Tage tritt.

Auf dieser Tertiärterrasse westlich von Strassburg lagern nun diejenigen Schichten des mittleren und oberen Diluviums, welche wir durch die neueren Arbeiten von E. Schumacher näher kennen gelernt haben[1]). Gerade wie wir in dem normalen Diluvialprofile, das wir

[1]) E. Schnmacher, Geologische Karte der Umgegend von Strassburg, mit Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse, im Massstabe 1:25,000; mit Erläuterungen. Strassbnrg 1883. — Derselbe, Die Bildnng und der Aufbau des oberrheinischen Tieflandes, in Mittheil. der Kommission für die geolog. Landesuntersuchnng von Elsass-Lothringen, Bd. II, Heft 3, S. 184—401, mit 3 Tafeln. Strassburg 1890. — Schumacher glaubte nicht einen Diluvialsee in der Rheinebene annehmen zn dürfen (vergl. S. 205, Anmkg. 1), und zwar wesentlich wegen der früher von mir für den Mittelrhein dargestellten Verhältnisse, welche ich jetzt, wie oben ausgeführt wurde, in anderem Sinne auffasse.

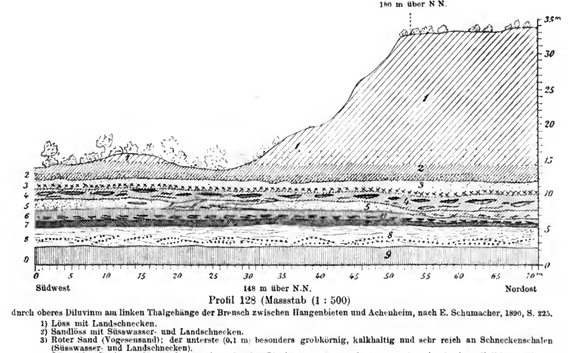
oben (S. 658) über die Ablagerungen im nördlichen Odenwalde kennen lernten, einen unteren von einem oberen Löss abtrennen konnten, so wird auch in den Diluvialterrassen westlich von Strassburg an den Hausbergen und an den Thalgehängen der Breusch ein unterer und oberer Löss unterschieden, getrennt durch fluviatile Sande (Sandlöss und „roten Vogesensand"). Ebenso folgen unter dem unteren Löss die älteren mitteldiluvialen Sande, die in ihrer reichen Fauna mit der Fauna von Mosbach völlig übereinstimmen; auch hier spielen die lokalen, einheimischen Sande, die „roten Vogesensande", wie sie von den Seitenflüssen und -bächen des Rheines aus den Vogesen zur Diluvialzeit hinabgeschwemmt wurden, eine bedeutende Rolle. Aber auch Rheinsande der mittleren Diluvialzeit lagern zuweilen noch hier auf der Tertiärterrasse. Da jedoch alle diese Sandzwischenbildungen fluviatiler Natur sind, so können dieselben auch vollständig fehlen, und besonders näher zum Gebirge hin ruhen alsdann nur Lössdecken auf dem tertiären, jurassischen oder krystallinen Grundgebirge; gleichzeitig folgen dann unterer und oberer Löss ohne Zwischenlage fluviatiler Sande direkt übereinander.

Ein gutes Bild der Schichtenfolge in den Diluvialterrassen westlich von Strassburg bietet uns das umstehende Profil aus den Sandgruben bei Hangenbieten, am linken Thalgehänge der unteren Breusch 8 km südwestlich von Strassburg gelegen.

Die ziemlich reiche Fauna aus den verschiedenen Schichten des mittleren und oberen Diluviums aus diesen Sandgruben bei Hangenbieten hat A. Andreae beschrieben [1]). Auch hier enthält der typische obere Löss nur die drei „Lössschnecken": Helix hispida, Pupa muscorum und Succinea oblonga; jenseits des Breuschthales am Glöckelsberge fand sich in demselben Löss ausserdem noch Clausilia parvula Stud., eine Landschnecke, die noch jetzt in Mitteleuropa lebt. Der Sandlöss und der rote Vogesensand unter dem oberen Löss führen neben einigen Landschnecken vorwiegend Süsswasser-Mollusken, entsprechend ihrer fluviatilen Entstehung; hier finden wir: Limnaeus palustris, L. truncatulus, Planorbis corneus, Pl. umbilicatus, Pl. Rossmaessleri, Valvata naticina, V. macrostoma, Pisidium casertanum, P. obtusale und andere Wasserbewohner. Der untere Löss ist in diesem Profile von Hangenbieten viel weniger mächtig ausgebildet als der obere, auch so untermischt mit fluviatilen Sanden, dass er mehr Wasser-Mollusken als Landschnecken führt, und zwar dieselben Arten wie der überliegende Sandlöss; wir haben es hier an diesem Fundorte demnach nicht mit einer normalen Ausbildung des unteren Löss zu thun.

Die untersten Schichten des Hangenbietener Profiles, die Schichten 8 und 9, gehören bereits dem mittleren Diluvium an, da die reiche Fauna der Sande Nr. 8 ganz derjenigen entspricht, die wir oben von Mosbach bei Wiesbaden angeführt haben. Andreae giebt aus diesen Sanden 48 Landschnecken und 31 Süsswasser-Mollusken an; von diesen

[1]) A. Andreae, Der Diluvialsand von Hangenbieten im Unter-Elsass, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. IV, Heft 2. Strassburg 1884.



Profil 128 (Massstab (1 : 500)

durch oberes Diluvium am linken Thalgehänge der Brensch zwischen Hangenbieten und Achenheim, nach E. Schumacher, 1890, S. 225.

1) Löss mit Landschnecken.
2) Sandlöss mit Süsswasser- und Landschnecken.
3) Roter Sand (Vogesensand); der unterste (0,1 m) besonders grobkörnig, kalkhaltig und sehr reich an Schneckenschalen (Süsswasser- und Landschnecken).
4) Lössartige Bank mit dünnen Lagen oder schmalen Bändern von grauen Letten, sowie mit plattigen Kalkkonkretionen (Lösskindeln).
5) Roter, zum Teil sehr grobkörniger Sand (Vogesensand).
6) Hellblaugraue Letten, nach unten häufig dunkelgelb bis braun gebändert, sehr reich an Schnecken, namentlich an Wasserschnecken.
7) Graugelbe sandige Letten, ohne Schnecken.
8) Grauer glimmerreicher Sand mit kleinen Thoneisenkonkretionen, reich an Süsswasser- und Landschnecken.
9) Graue sandige Letten, ähnlich 6, aber sehr sandig.

79 Arten sind 5 % ganz ausgestorben, 15 % aus dem Oberrheingebiete jetzt verschwunden und 14 % in demselben selten geworden, während die übrigen 66 % sich wenig oder gar nicht verändert haben und ihre Wohnplätze am Oberrhein behielten. Das Liegende der Hangenbietener Diluvialsande ist wahrscheinlich der tertiäre, oberoligocäne Cyrenen-Mergel.

Einzelne Reste von Säugetieren aus dem elsässischen Diluvium liegen in den Sammlungen zu Strassburg, Colmar und Mülhausen; eine reichere Fundgrube wurde nur nahe bei Vöklinshofen, einem Orte am Fuss der Vogesen zwischen Colmar und Ruffach gelegen, ausgebeutet: über den dortigen Steinbrüchen im Vogesensandstein wurden in den letzten Jahren in einem sandigen Diluviallehm zwischen den Sandsteinblöcken des Bergabhanges Knochenreste und Zähne von den folgenden Säugetierarten gefunden [1]):

Spermophilus citillus L., das Ziesel; lebt jetzt von Ungarn an durch das südliche Russland und die südsibirischen Steppen bis zum Altai.

Arctomys marmotta Schreb., das Murmeltier; lebt jetzt nur auf den Höhen der Alpen, Centralkarpathen und Pyrenäen über der Waldregion [2]).

Myoxus glis Schreb., der Siebenschläfer; jetzt in den Wäldern des gemässigten und südlichen Europa, im südlichen Russland bis zum Kaukasus.

Arvicola amphibius L., die Wasserratte; jetzt in ganz Europa und in Nordasien.

— arvalis Pall., die Feldmaus; jetzt in ganz Europa und im westlichen Sibirien.

Mus sylvaticus L., die Waldmaus; jetzt in den Wäldern von ganz Europa und vom westlichen Sibirien.

Myodes lemmus Pall., der Lemming; jetzt auf den Gebirgen Skandinaviens.

— torquatus Kays. u. Blas., der Halsbandlemming; jetzt in Nordasien und in den nördlichen Teilen von Nordamerika.

Lepus variabilis Pall., der Schneehase; jetzt in den Alpen und Pyrenäen, im nördlichen Europa und durch ganz Sibirien.

Canis lupus L., der Wolf; jetzt in Europa, im mittleren und nördlichen Asien, auch in Nordafrika.

— vulpes L., der Fuchs; jetzt in Europa, Asien und Afrika im Norden nicht über die Waldgrenze gehend.

[1]) L. Döderlein, Ueber eine diluviale Säugetierfauna aus dem Ober-Elsass, in Mittheil. der Kommission für die geolog. Landesuntersuchung von Elsass-Lothringen, Bd. I, Heft 3, S. 123—135. Strassburg 1888; und Nachtrag in Bd. II, Heft 1, S. 75—77. Strassburg 1889.

[2]) Ziemlich vollständige Skelette von Spermophilus citillus und Arctomys marmotta wurden bei Eppelsheim in Rheinhessen (nahe bei Alzey) in Sanden gefunden, die Kaup für tertiäre Dinotheriumsande hielt; daher beschrieb Kaup diese Thiere als tertiäre und benannte sie Spermophilus superciliosus und Arctomys primigenia. Es besteht kein Zweifel, dass diese Reste, die sich im Darmstädter Museum befinden, nicht aus tertiären, sondern aus diluvialen Sanden stammen, vielleicht auch aus dem Löss, der sich bei Eppelsheim weit verbreitet (siehe R. Lepsius, Das Mainzer Becken, S. 150. Darmstadt 1883).

Ursus spelaeus Blum., der Höhlenbär; ausgestorben.
— arctos L., der braune Bär; jetzt in den Wäldern der Gebirge von Europa, in Sibirien und Nordamerika.
Gulo borealis Nilss., der Vielfrass; jetzt in den Wäldern des nördlichen Europa, in Sibirien und in Nordamerika.
Putorius vulgaris Briss., das Wiesel.
Hyaena spelaea Gldf., Höhlenhyäne; der afrikanischen Hyäne nahe verwandt.
Felis spelaea Gldf., Höhlentiger; dem asiatischen Tiger nahe verwandt.
— lynx L., der Luchs; jetzt im nördlichen Europa und in Sibirien.
Elephas primigenius Blum., das Mammut; ausgestorben.
Rhinoceros tichorhinus Cuv., das jüngere Nashorn der Diluvialzeit; ausgestorben.
Equus caballus L., das Pferd.
Cervus tarandus L., das Rentier; jetzt in den nördlichen Gebieten von Europa, Asien und Amerika.
— euryceros Ald., der Riesenhirsch, Schelch; ausgestorben.
— elaphus L., der Edelhirsch.
Capra rupicapra L., die Gemse; lebt jetzt in den Alpen, Centralkarpaten, im Kaukasus, im Appennin, in Griechenland.
— ibex L., der Steinbock; jetzt in den Alpen; kaum abzutrennen von dem alpinen Steinbock sind diejenigen Steinböcke, die in allen Mittelmeerländern und in Sibirien die Gebirge bewohnen.
Bos primigenius Boj., der Urochs; ausgestorben.

Diese diluviale Säugetierfauna aus dem Ober-Elsass ist nahe verwandt mit derjenigen, die wir oben (S. 652) von Mosbach anführten; jedoch weist die Gegenwart von Rhinoceros tichorhinus auf die obere Diluvialzeit hin, während die Mosbacher Fauna mit dem Rhinoceros Merckii dem mittleren Diluvium angehört. Aus den jetzigen Verbreitungsgebieten der noch lebenden Arten ist zu erkennen, dass sich jetzt manche der genannten Tiere, und zwar gerade solche, von denen wir wissen, dass sie gegen warme Sommer sehr empfindlich sind, wie das Rentier, in kältere Gegenden zurückgezogen haben; die weniger empfindlichen leben noch in unseren Gegenden oder in den Mittelmeerländern. Die meisten Arten von Vöklinshofen weisen auf ein Waldgebirge, und die Vogesen werden in damaliger Zeit noch weit stärker bewaldet gewesen sein, als es jetzt der Fall ist; nur der Ziesel und das Pferd sind Steppenbewohner und ihre Reste wurden wohl aus der Rheinebene, die zur Zeit des oberen Diluviums den Charakter einer Steppe getragen haben muss, von den Raubtieren zum Gebirge hinaufgeschleppt.

c. Diluvium in der Umgegend von Würzburg und Bamberg am Main.

Auf den Muschelkalk- und Keuperflächen in Unterfranken, in den mittleren Maingegenden, breitet sich über grosse Landstrecken eine Lössdecke aus; genauere Profile des Diluviums dieser Gegenden,

die Lagerung und die spezielle Ausdehnung desselben kennen wir zwar noch nicht; jedoch hat Fr. Sandberger in dem „Löss" der dortigen Gegend eine reiche Fauna gesammelt, die im allgemeinen mit den oben erwähnten Faunen des oberen Diluviums übereinstimmt [1]); wir erwähnen hier aus derselben die folgenden Säugetierreste, welche von A. Nehring untersucht wurden [2]):

Spermophilus citillus L., der Ziesel; häufig.
Cricetus frumentarius Pall., der Hamster; lebt jetzt in Deutschland, Russland und Sibirien.
Arvicola amphibius L., die Wasserratte; sehr häufig.
— arvalis Pall., die gemeine Feldmaus; sehr häufig; lebt jetzt in ganz Europa und in Sibirien.
Alactaga jaculus Brdt., Springmaus; lebt jetzt in den Steppen der alten und neuen Welt.
Myodes lemmus Pall., der Lemming.
— torquatus Kays. u. Blas., der Halsbandlemming.
Canis lupus L., der Wolf.
— vulpes L., der Fuchs.
Ursus spelaeus Rosm., der Höhlenbär.
— arctos L., der braune Bär.
Meles taxus Schreb., der Dachs.
Gulo borealis Nilss., der Vielfrass.
Mustela Martes Briss., der Baummarder; lebt jetzt in den Wäldern von Europa und vom südlichen Sibirien.
Cervus tarandus L., das Rentier; häufig.
Bos primigenius Boj., der Urochs.
Bison priscus Boj., der Auerochs, Bison.
Equus caballus L., das Pferd; sehr häufig.
Rhinoceros tichorinus Cuv., Nashorn; häufig.
Elephas primigenius Blum., das Mammut; sehr häufig.

In dieser Fauna aus dem Diluvium der Würzburger Gegend herrschen Bewohner des Waldes bedeutend vor über die wenigen

[1]) Fr. Sandberger, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 900. Wiesbaden 1870—1875. — Ders.: Ueber Ablagerungen der Glacialzeit und ihre Fauna bei Würzburg, in Verhandl. der physik. mediz. Gesellsch. zu Würzburg, Neue Folge, XIV. Bd., S. 1—16. Würzburg 1879. — Ders.: Die Verbreitung der Mollusken in den einzelnen natürlichen Bezirken Unterfrankens und ihre Beziehungen zu der pleistocänen Fauna, in dens. Verhandl. Jahrg. 1886. — Fr. Sandberger unterscheidet einen „Berglöss" (den Löss auf den Plateaus) von einem „Thallöss" in Unterfranken; der Thallöss ist häufig nur sekundär umgelagerter und von den Bergen herabgeschlemmter Löss; da Sandberger seine meisten Fossilien aus diesem zum Teil sekundären Löss sammelte, so bleibt es zweifelhaft, ob nicht auch aus Sandlöss oder aus fluviatilen Diluvialsanden oder aus den Sanden des mittleren Diluviums Fossilien eingeschwemmt und mit echten Lössschnecken untermischt wurden. — Solange nicht in Bayern so genaue geologische Karten (im Massstabe 1:25,000) wie in den andern deutschen Staaten hergestellt werden, ist über so schwierige Lagerungsverhältnisse wie diejenigen des Diluviums keine Sicherheit zu erlangen.

[2]) A. Nehring, Uebersicht über vierundzwanzig mitteleuropäische Quartär-Faunen, in Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch., 32. Bd., S. 493. Berlin 1880.

echten Steppenbewohner (Ziesel, Springmaus, Pferd). Abgesehen davon, dass die Tierreste, wie sie Nehring vorlagen, aus verschiedenen Diluvialschichten, nicht allein aus echtem Löss, herstammten, so deuten doch die wenigen sicheren Steppenbewohner darauf hin, dass zur oberen Diluvialzeit, und zwar unzweifelhaft während der Bildung des Löss, in Unterfranken über mehr oder weniger weite Strecken Landes Steppen sich ausbreiteten.

Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir aus den angeführten Thatsachen zu dem Schlusse gelangen, dass während der jüngeren Diluvialzeit in dem ober- und niederrheinischen Gebirgssysteme die flachen, niedriger gelegenen Landstrecken, insbesondere auch die oberrheinische Tiefebene mit Steppen, dagegen alle Berge und Gebirge, wenigstens in ihren höheren Teilen, mit Wald bedeckt waren. Zugleich beweisen die zahlreichen Funde von nordischen oder alpinen Tieren aus dem oberen Diluvium, dass das Klima in Deutschland auch nach der Eiszeit immer noch kälter war, als das jetzige Klima in Mitteleuropa.

d. Gletscherablagerungen in Vogesen und Schwarzwald.

Von den grossen Gletschern der Diluvialzeit, welche die Alpen hinaussandten in die tieferen Teile der Schweiz, erreichten den südlichen und südöstlichen Rand des Schwarzwaldes der Rheingletscher in der Strecke von der unteren Wutach im Klettgau bis zur oberen Donau, der Linth- und Reussgletscher an der Aarmündung bei Waldshut, der Rhonegletscher im Rheinthale zwischen Waldshut und Säkkingen; die Gletscher des Schweizer Jura waren östlich bis zum Rheine bei Basel, nördlich bis an den Südfuss der Vogesen vorgedrungen [1]). Dass die höchsten Berge der Vogesen mit eigenen Gletschern bedeckt waren, ist schon in den vierziger Jahren, damals, als man der neuen Gletschertheorie von allen Seiten Begeisterung entgegenbrachte, durch die Untersuchungen von H. Hogard [2]) nachgewiesen worden. Der Belchenstock der Vogesen trug auf seinen Granitrücken Firnfelder, die nach allen Seiten hin Gletscher bis tief in die Thäler hinabsendeten. Moränen, abgeschliffene Felsen, Gletschermühlen, gekritzte Gerölle und erratische Blöcke sind von vielen Stellen aus den Thälern der hohen Vogesen bekannt geworden. Im Moselthale waren die Gletscher bis unterhalb Remiremont hinabgestiegen und haben bei dem Orte Eloyes eine mächtige Stirnmoräne, die noch jetzt zum Teil eine Höhe von 25 m besitzt, zurückgelassen. Auf der Südseite des Elsässer Belchen sind die Spuren der Gletscher im Thale der Savoureuse bis in die Umgebung von Giromagny oberhalb Belfort zu verfolgen. Das grösste Thal der Ostseite, das Thurthal, war erfüllt mit Gletschern bis nach Wesserling hinab, einem Orte, wenige Kilometer oberhalb des Thal-

[1]) Vergl. A. Favre, Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des alpes suisses. Bern 1884.

[2]) H. Hogard, Observations sur les traces des glaciers, qui paraissent avoir recouvert la chaine des Vosges etc. Annal. de la soc. d'émulation des Vosges, vol. IV, S. 91—112. Epinal 1840. — Ders.: Recherches sur les formations erratiques. Atlas mit 19 Tafeln. Epinal 1858.

ausganges bei Thann gelegen: hier bei Wesserling habe ich auf der rechten Thalseite vor einigen Jahren polierte Felsen (Grauwacken, am „Glattstein") und Partieen einer Stirnmoräne gesehen. In dem zunächst südlich der Thur gelegenen Thale, im Dollerthal, sind Stirn- und Seitenmoränen bei Dollern und Kirchberg oberhalb Masmünster, auch Gletscherschliffe in der Umgegend des Sewensees und des Alfeldsees erhalten geblieben; durch die Arbeiten an der Thalsperre des Alfeldsees wurden auch schöne Gletschertöpfe („Riesentöpfe"), Gletschermühlen, wie sie am besten im Gletschergarten bei Luzern zu sehen sind, daselbst aufgedeckt, von denen ein typisch ausgebildeter ausgegraben und in die Sammlung der geologischen Landesanstalt zu Strassburg versetzt wurde [1]).

Die Vergletscherung scheint den nördlichen Teil der Vogesen nicht ergriffen zu haben; ebenso sind in der Haardt und im Odenwalde keinerlei Gletscherspuren nachzuweisen. Diese Gebirge waren zu niedrig, als dass sich in ihnen während der glacialen Periode Gletscher erzeugen konnten. Dagegen waren die höchsten Gebiete des Schwarzwaldes ganz ebenso mit Gletschern bedeckt, wie die Hochvogesen. Der bedeutendste badische Geologe der damaligen Zeit, Karl Fromherz, sträubte sich energisch dagegen, an das Gletscherphänomen in dem hohen Schwarzwalde zu glauben: die grossen Moränenzüge im Gutachthale am Titisee und bei Neustadt, am Schluchsee, im Albthale bei St. Blasien etc. versuchte Fromherz als Schuttablagerungen in aufgestauten Seebecken zu erklären [2]).

Die weitere Umgegend des Feldberges zeigt uns überall in den Thälern bis in eine Tiefe von 700—800 m über Meer Geröll- und Schutt-Ablagerungen, die sich als Moränen, und zwar als Grund- und als Stirnmoränen, zu erkennen geben; in der Regel sind diese Moränen noch jetzt 6—10 m mächtig; die Stirnmoräne am Ausgang des Schluchsees erreicht sogar eine Mächtigkeit von 25 m, wie diejenige im Moselthale oberhalb Épinal. Auch die ca. 1050 m hohe Wasserscheide zwischen dem Titisee und dem Haslachthale oberhalb Lenzkirch ist bedeckt mit Moränenschutt [3]).

Die diluvialen Schichten in der oberrheinischen Tiefebene und auf den niedrigeren Teilen ihrer Randgebirge, wie wir dieselben oben als unteres, mittleres und oberes Diluvium kennen gelernt haben, können wir bis jetzt noch nicht in nähere Beziehung bringen weder zu den Moränen auf den Hochflächen der Vogesen und des Schwarzwaldes, noch mit den Gletscher-Ablagerungen der Alpen und ihrer Vorlande, noch mit der Gletscherzeit überhaupt. Wir wissen nicht, welche von den oben genannten Schichten gleichzeitig oder vor oder nach oder zwischen

---

[1]) W. Deecke, Glacialerscheinungen im Dollerthale, in Mittheil. der geolog. Landesanstalt zu Strassburg. Bd. II, Heft 1, S. 1—17. 1889.

[2]) C. Fromherz, Geognostische Beobachtungen über die Diluvialgebilde des Schwarzwaldes oder über die Geröllablagerungen in diesem Gebirge, welche den jüngsten vorgeschichtlichen Zeiträumen angehören. Mit einer Karte der urweltlichen Seen des Schwarzwaldes. Freiburg 1842.

[3]) G. Steinmann und Fr. Graeff, Geologischer Führer der Umgebung von Freiburg, S. 77. Freiburg i. B., 1890.

den glacialen Bildungen abgesetzt wurden; auch die doch ziemlich reiche Fauna, wie wir sie oben anführten, giebt uns in dieser Hinsicht keine Anhaltspunkte, da die diluvialen und glacialen Ablagerungen in der Schweiz noch nicht derartig fest gegliedert sind nach der in ihnen liegenden fossilen Fauna, dass wir unsere mittel- und oberrheinischen Schichten mit jenen direkt parallelisieren könnten. Noch viel weniger sind bis jetzt die alpinen Gletscher-Ablagerungen nördlich vom Bodensee und an der oberen Donau in Schwaben genauer untersucht worden. Hier wie in der Schweiz können uns erst detaillierte Kartenaufnahmen im Massstabe 1 : 25,000 sichere Aufschlüsse über die Reihenfolge und über das Alter der diluvialen und der glazialen Ablagerungen geben. Die bisher bekannten Thatsachen über die glazialen Bildungen in Oberschwaben und in der Schweiz, sowie in der oberbayerischen Hochebene werden wir später im Zusammenhange mit der Gletscherzeit in den Alpen zur Darstellung bringen.

e. Der Kalktuff von Cannstatt [1]).

Unterhalb Stuttgart, in der Umgebung von Berg und Cannstatt, entfliessen noch jetzt dem Untergrunde gegen 40 natürlich ausfliessende und künstlich erbohrte Mineralquellen mit 18—21° C. Wärme, welche viel freie Kohlensäure, daneben Kochsalz, Kalk, Magnesia, etwas Alkali und Kieselsäure aufgelöst enthalten; diese Quellen treten an der Oberfläche aus der Lettenkohlenstufe des Keupers aus, entspringen aber, wie die Bohrungen erwiesen, dem salzhaltigen mittleren Muschelkalk. Indem die Kohlensäure in die Luft entweicht und das Wasser verdampft, setzen sich die schwerlöslichen Bestandteile, vor allem der kohlensaure und schwefelsaure Kalk und die schwefelsaure Magnesia, in Form von porösen Kalktuffen ab. Schon zur Diluvialzeit flossen nicht allein hier bei Cannstatt und Berg, sondern auch im Nesenbachthale Quellen von derselben Zusammensetzung aus den Thalgründen aus; denn das Stuttgarter Thal ist bis in die Mitte der Stadt (Canzleistrasse) ebenso wie das Neckarthal bei Cannstatt mit mächtigen Kalktuff-Ablagerungen erfüllt, in welchen eine reiche diluviale Fauna aufgefunden wurde; dieser diluviale Kalktuff besitzt dieselbe chemische Zusammensetzung, wie der jetzt von den Quellen abgesetzte. Nesenbach- und Neckarthal müssen zur mittleren Diluvialzeit bereits vorhanden gewesen sein; da jedoch Neckargeschiebe unter den Kalktuffen in einer Tiefe von 23 m unter dem jetzigen Thalniveau in dem Park

---

[1]) Al. Braun, Die diluviale Molluskenfauna aus dem Cannstatter Becken, in Amtl. Bericht über die 20. Vers. deutscher Naturforscher und Aerzte zu Mainz im Sept. 1842, S. 145. Mainz 1843. — O. Fraas, Begleitworte zu Blatt Stuttgart der geognostischen Spezialkarte von Württemberg, S. 12. Stuttgart 1865. — Fr. Sandberger, Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 840—864. Wiesbaden 1870—1875. — O. Heer, Die Urwelt der Schweiz, S. 534, 2. Aufl. Zürich 1879. — Eine geologische Karte der Verbreitung des „Sauerwasser-Kalkes" siehe in: v. Seyffer, Beschreibung des Diluviums im Thale von Stuttgart und Cannstatt, Tafel II. in Bd. I der Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg, S. 183—208. Stuttgart 1845.

der Wilhelma zu Cannstatt erbohrt wurden, auch z. B. im Jahre 1733 daselbst ein Stück Landes um 10 m einsank, wird angenommen, dass durch die unterirdischen Auswaschungen des Muschelkalkes Einbrüche im Untergrunde und Seeflächen entstanden, die mit der Zeit immer wieder von den Kalktuffabsätzen der Quellen ausgefüllt wurden.

Obwohl die Fauna der Kalktuffe, der Mergel, der Tuffsande, der sandigen Lehme und des Löss in der Umgegend von Cannstatt noch nicht genügend gesichtet ist nach verschiedenen Horizonten und nach dem Alter der Absätze, so muss jedenfalls in Bezug auf die Säugetierreste eine ältere von einer jüngeren Diluvialfauna abgetrennt werden: die berühmten Funde von Mammut (mehr als 100 Stosszähne liess Herzog Friedrich an der Uffkirche östlich über Cannstatt im Jahre 1700 ausgraben) lagen zumeist nicht in den Kalktuffen der Quellenabsätze, sondern direkt auf den Keuperletten unter dem Löss der Bergabhänge; mit diesen zahlreichen Resten von Elephas primigenius Blum. zusammen kamen die Zähne und Knochen des jüngeren diluvialen Nashorns, des Rhinoceros tichorhinus Cuv., vor, welches das obere Diluvium zu charakterisieren scheint, während das mitteldiluviale Nashorn, das Rhinoceros Merckii Jaeg., nach einer Mitteilung von O. Fraas bei Cannstatt nur in den älteren Kalktuffen gefunden wurde. Ausser diesen genannten Tieren sind aus den Kalktuffen der Umgegend von Stuttgart und Cannstatt bekannt geworden:

Ursus spelaeus Rosm., der Höhlenbär.
Cervus elaphus L., der Edelhirsch.
— euryceros Ald., der Riesenhirsch.
Equus caballus L., das Pferd.
Sus scrofa L., das Wildschwein.
Bison priscus Boj., der Auerochs, Wisent.

Auch ein Vogelnest mit 4 Eiern erwähnt O. Fraas aus dem Kalktuff (a. a. O. 1865, S. 12).

Von den zahlreichen Pflanzenresten des Cannstatter Kalktuffes bestimmte O. Heer (a. a. O. 1879, S. 534) 29 Arten, von denen wir hier die folgenden anführen, da überhaupt nur wenige Pflanzen aus dem Diluvium in Deutschland bekannt wurden oder erhalten blieben:

Quercus Mammuthi Heer, eine Eiche
Populus Fraasii Heer, eine Pappel
Juglans tephrodes Ung., ein Nussbaum, der Juglans cinerea Nordamerikas nahe stehend
} ausgestorben.

Buxus sempervirens L., der Buchs; jetzt nicht mehr in Württemberg, sondern nur im südlichen Europa einheimisch.
Acer pseudoplatanus L., der Bergahorn; jetzt nicht mehr bei Cannstatt, sondern in höheren Berglagen einheimisch.
Vaccinium uliginosum L., die Sumpfbeere; jetzt nur in Torfmooren.
Scolopendrium officinale L., die Hirschzunge, ein Farnkraut, das jetzt nur auf Felsgestein im rauheren Gebirge wächst.

Ausser diesen genannten Pflanzenresten, welche den Cannstatter Tuffen ein eigentümliches Gepräge verleihen, bestimmte O. Heer eine

Anzahl von Pflanzen, die noch jetzt in der Umgegend von Stuttgart wachsen: das Schilfrohr (Phragmites communis L.) und das Wasserrispengras (Glyceria spectabilis M. K.), zwei Wassergräser, welche die Quellen- und Sumpfentstehung der Cannstatter Kalktuffe andeuten; ferner Edeltanne und Fichte, Birke, Espe, Silberpappel, Ulme, Linde, Hainbuche und Stieleiche (Quercus pedunculata Ehrh.), mehrere Weiden (Salix monandra, fragilis, aurita, viminalis und cinerea), die Kornelkirsche (Cornus mas L.), und zwei Kreuzdornarten (Rhamnus frangula L. und Rh. catharctica L.).

Am häufigsten von allen fossilen Resten sind in den Kalktuffen bei Cannstatt und Stuttgart die Schnecken und Muscheln: „es wurden 65 Arten gesammelt, von welchen 48 noch jetzt im Neckarthale leben; nur 4 Arten sind erloschen; arktische und hochalpine Arten fehlen gänzlich, so dass diese Weichtiere, wie die Pflanzen für die Bildungszeit der Cannstatter Tuffe auf ein dem jetzigen sehr ähnliches Klima schliessen lassen“ (O. Heer a. a. O. 1879, S. 535). Von den Cannstatter Wasser- und Land-Mollusken sind 40 Arten mit denjenigen, die wir oben von Mosbach kennen lernten, identisch, so dass in Uebereinstimmung mit den genannten Säugetierresten die Cannstatter Kalktuffe wohl zum grösseren Teil dem mittleren Diluvium angehören; da jedoch die Quellen auch in späterer Zeit Tuffe ablagerten, so finden sich in den jüngeren Tuff-Ablagerungen und im Löss der umliegenden Berggehänge auch die Schnecken des oberen Diluviums (Lössschnecken) und die Säugetiere derselben Stufe. nämlich die zahlreichen Reste des Mammut und das Nashorn mit knöcherner Nasenscheidewand, das Rhinoceros tichorhinus.

f. Die Höhlenfunde aus der schwäbischen und fränkischen Alp.

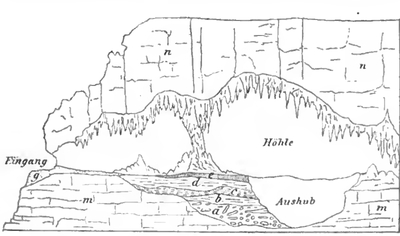
Es giebt keine Gegend in Deutschland, die so reich an Höhlen wäre, wie die Frankendolomite: in der sogen. fränkischen Schweiz sind allein in dem kleinen Gebiete des Wiesentthales bei Muggendorf, Pottenstein und Waischenfeld mehr als 30 grössere Höhlen bekannt, von denen wir die Gailenreuther, das Kuhloch, die Rosenmüller-, die Sophien-, Schönstein- und Rabensteiner Höhlen nennen. Bei Regensburg wurde die Räuberhöhle im Schelmengraben auf Knochen ausgebeutet. Auf der schwäbischen Alp liegen in den zerklüfteten Kalksteinmassen des Weissen Jura eine grosse Anzahl von Höhlen: die sagenreiche Nebelhöhle bei Schloss Lichtenstein oberhalb Pfullingen, die Karlshöhle bei Erpfingen, der Hohlenstein bei Asselfingen und der Hohlefels bei Schelklingen, beide auf der Ulmer Alp, die „Ofnet“ (Ofenloch) bei Utzmemmingen, am südwestlichen Rande des Rieses gelegen, und viele andere.

Diese Höhlen im Weissen Jura sind sämtlich durch Auswaschung unterirdisch fliessender Gewässer gebildet worden: daher ihre langgezogenen und ausgestrudelten Gestalten; die durchfliessenden Wasser setzten in tieferen Löchern und am Boden der Höhlen einen fetten, braunen Lehm, den sogen. „Höhlenlehm“, ab, auch zuweilen Gerölle (z. B. in der Gailenreuther Höhle), die von aussen eingeschwemmt

worden sein müssen, da im Jurakalke selbst keine Gerölle vorkommen. Die durch die überlagernden Kalksteine einsickernden Wasser tropften von der Decke der Höhlen ab und erzeugten dabei durch Kalkausscheidung die bekannten zapfenförmigen Sintergebilde, die Tropfsteine, Stalaktiten, zugleich am Boden der Höhlen Sinterkrusten und Stalakmiten.

Diese Höhlen waren zur diluvialen Zeit von Raubtieren (Höhlenbären, -löwen, -hyänen) bewohnt, die ihren Raub in ihre unterirdischen Wohnplätze schleppten und hier verzehrten; daher die vielen zerbrochenen und zerbissenen Knochen von Hasen, Hirschen, Rindern, Pferden, Mammut etc. In der altalluvialen (prähistorischen), vielleicht auch schon in der diluvialen Zeit bewohnte der Mensch viele dieser Höhlen, und so werden dann in den Ablagerungen am Boden der Höhlen auch Artefakte (bearbeitete Tierknochen, Steingeräte, Kohlenreste etc.), selten menschliche Knochen gefunden.

Eine der berühmtesten Fundstätten von solchen Höhlenknochen ist die Gailenreuther Höhle, von deren nahe dem Ausgang gelegenen Teile wir hier einen Durchschnitt geben (Profil 129). Die Gailenreuther



Profil 129 (Massstab 1 : 1000)

durch den vorderen Teil der Gailenreuther Höhle bei Streitberg im Wiesentthal, nach C. W. Gümbel, Grundzüge der Geologie S. 997. Kassel 1888.

a = Brauner Lehm mit Jurakalkstücken und mit Knochen diluvialer Höhlentiere.
b = Feste Kalksinterlage.
c = Brauner Lehm mit ganzen und zerspaltenen Tierknochen, mit roh bearbeiteten Hornsteinstücken und mit Ueberresten von Menschenknochen (nach Esper).
d = Obere Kalksinterlage mit eingeschlossenem Menschenschädel.
a = Braune moderige Kulturschicht mit Kohlen, Thonscherben, rohen Topfen und einzelnen Bronzenadeln (prähistorisch, altalluvial).
g = Ausgegrabener Höhlenschutt.
mm = Oberer Weisser Jura, Stufe der Oppelia tenuilobata.
nn = Frankendolomit, Tithonstufe.

Höhle wurde schon im vorigen Jahrhundert, 1774, von Esper, dann 1804 von Rosenmüller, 1810 von Goldfuss, später von Buckland, Lord

Enniskillen und Sir Philipp Egerton auf Knochen ausgebeutet und beschrieben [1]).

Wie angedeutet, finden sich nun in den Höhlen Tierreste von verschiedenem Alter, sowohl aus der ganzen diluvialen, wie aus der alluvialen, ja aus der historischen Zeit, und es ist meist recht schwierig, zuweilen unmöglich, die Funde nach ihrem Alter zu sondern, weil häufig durch Aufwühlen des Bodens durch Tiere und Menschen die ursprüngliche Uebereinanderlagerung der verschiedenen Schichten gestört wurde.

Aus der reichen Fauna, welche aus den schwäbischen und fränkischen Höhlen gefördert wurde [2]), führen wir hier die folgenden Arten an:

Ursus spelaeus Rosm., der Höhlenbär; findet sich am häufigsten.
— arctos L., der braune Bär.
Hyaena spelaea Gldf., die Höhlenhyäne.
Felis spelaea Gldf., der Höhlenlöwe oder Höhlentiger.
— lynx L., der Luchs.
— catus L., die Wildkatze.
Canis lupus L., der Wolf (= C. spelaeus Gldf.).
— vulpes L., der Fuchs.
— lagopus L., der Eis- oder Polarfuchs; jetzt nur im hohen Norden.
— fulvus Desm., der amerikanische Rotfuchs; jetzt in den Wäldern von Nordamerika; nur im Thainger Loch gefunden.
Gulo borealis Nilss., der Vielfrass.
Sus scrofa L., das Wildschwein.
Equus caballus L., das Pferd; häufig.
Rhinoceros tichorhinus Cuv., das jüngere diluviale Nashorn; häufig.
— Merckii Jaeg., das ältere diluviale Nashorn; selten.
Elephas primigenius Blum., das Mammut; häufig.
Bos primigenius Boj., der Urochs.
Bison priscus Boj., der Wiesent; ziemlich häufig.
Cervus tarandus L., das Rentier; sehr häufig.
— euryceros Ald., der Riesenhirsch.

---

[1]) J. F. Esper, Ausführliche Nachricht von neu entdeckten Zoolithen unbekannter vierfüssiger Thiere und denen sie enthaltenden, sowie verschiedenen anderen denkwürdigen Grüften der Obergebirgischen Lande des Markgrafenthums Bayreuth. Nürnberg 1774. — J. Ch. Rosenmüller, Die Merkwürdigkeiten der Gegend um Muggendorf. Berlin 1804. — W. Buckland, Reliquiae diluvianae. London 1823.

[2]) Siehe O. Fraas, Der Hohlenstein und der Höhlenbär, in Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg, 18. Jahrg., S. 156—188. Stuttgart 1862. — Ders.: Der Hohlefels bei Schelklingen, in dens. Jahresheften, 28. Jahrg., S. 21—36. Stuttgart 1872. — Ders.: Ausgrabungen an der Schussenquelle bei Schussenried, in dens. Jahresheften, 23. Jahrg., S. 48—74. Stuttgart 1867. — L. Rütimeyer, Die Ausdehnung der pleistocänen oder quartären Säugetiere, speziell über die Funde der Thainger Höhle bei Schaffhausen, in Verhandl. der schweiz. naturforsch. Gesellsch. zu Chur, S. 143—152. Chur 1874. — Merk, Der Höhlenfund im Kesslerloch (Thainger Loch) bei Schaffhausen, in Mitteil. der antiquar. Gesellsch. in Zürich, S. 9—21. Zürich 1875.

Capra ibex L., der Steinbock } im Thainger Loch.
— rupicapra L., die Gemse }
Lepus variabilis Pall., der Schneehase; sehr häufig im Thainger Loch.
Lagopus albus Vieill., das Schneehuhn; häufig im Thainger Loch; jetzt in Skandinavien.
Cygnus musicus Bechst., der Schwan; im Hohlefels und im Thainger Loch; selten.

Im ganzen finden wir in dieser Fauna die uns bekannten Tiere des mittleren und oberen Diluviums; manche von ihnen mögen erst zur alluvialen Zeit in die Höhlen gelangt sein. Die nordischen Arten, der Eisfuchs, der Schneehase, das Schneehuhn, das Rentier, von denen zahlreiche Reste im Thainger Loch gesammelt wurden, dürften zur Eiszeit in dieser Gegend gelebt haben, und erinnern daran, dass der Rheingletscher damals bis Schaffhausen reichte. Der nordamerikanische Rotfuchs, welcher in 40—50 Exemplaren in der Thainger Höhle vorgekommen sein soll, würde ein ganz isolierter Fund im deutschen Diluvium sein, da er von keinem anderen Fundorte genannt wird.

Dass der Mensch, dessen Knochen und Artefakte in der Mehrzahl der ausgebeuteten Höhlen ausgegraben wurden, bereits zur diluvialen Zeit in diesen Gegenden lebte, ist zwar wahrscheinlich, jedoch schwer mit Sicherheit nachzuweisen; die meisten derartigen Höhlenfunde scheinen der altalluvialen Zeit anzugehören und wurden daher in der Regel nur aus den oberen Schichten der Höhlen-Ablagerungen zu Tage gefördert.

8) Das Alluvium.

Die alluvialen Ablagerungen in der oberrheinischen Tiefebene setzen sich scharf über den diluvialen Schichten ab: der Rhein und seine Nebenflüsse, sowie alle durch die Ebene fliessenden Bäche haben zuerst ihr Bett in die diluvialen Sande und Schotter eingeschnitten, alsdann aber auch in und neben diesen Betten Gerölle, Sand, sandigen Lehm, Schlick, Thon und Torf abgelagert. Der Rhein selbst hat einen beträchtlichen Teil der diluvialen Seeabsätze und des Flugsandes der Dünen zur alluvialen Zeit zerstört und fortgeschlemmt, und hat sich durch unzählige und zum Teil recht grosse Schleifen und Windungen ein breites Bett gegraben. Auf den älteren Karten der oberrheinischen Tiefebene sieht man noch die weitausgedehnten Verzweigungen des Rheinlaufes von Basel bis Mainz; durch die Stromkorrektionen der letzten 50 Jahre ist zwar der Rhein in dieser 327 km langen Strecke zum grössten Teile geradgerichtet und die Schleifen sind abgeschnitten worden zum Nutzen der Schifffahrt und um den grossen Ueberschwemmungen vorzubeugen; aber auf einer guten Stromkarte, wie diejenige von M. Honsell in dem ausgezeichneten Rheinstromwerke ist [1]), erkennt

[1]) Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse von den Quellen bis zum Austritt des Stromes aus dem Deutschen Reiche. Im Auftrag der Reichs-

man noch die meisten dieser alten Schleifen (der „Alt-Rheine") und die vielen Ueberläufe. Durch eine eingehende geologische Untersuchung werden sich diese alten Abzweigungen und auch zeitlich verschiedenen Strombetten des Rheines noch weit genauer feststellen und auf den Spezialkarten im Massstabe 1 : 25,000 zur sichtbaren Darstellung bringen lassen; bis jetzt liegen solche Karten und Profile nicht vor.

Der Betrag, um welchen sich der Rhein in das Diluvium der oberrheinischen Tiefebene cingeschnitten hat und um welchen der einstige See-, spätere Flussauslauf im Binger Loch während der alluvialen Zeit tiefer eingesägt wurde in die harten Taunusquarzite, lässt sich jetzt noch nicht genauer angeben. Ich erinnere nur daran, dass z. B. bei Mainz die Rheingerölle und die feinen grauen Sande des mittleren Diluvium (Mosbacher Sande) über den miocänen Kalksteinen der Steinbrüche bei Weisenau 40 m über dem jetzigen Rheinspiegel liegen.

Sehr bemerkenswert ist es, dass wir während der Diluvialzeit in der Rheinebene weder für den Rhein noch für seine Zuflüsse eingeschnittene Betten nachweisen können; für das mittlere Diluvium ist uns dies verständlich, da wir annahmen, dass zu jener Zeit die ganze Rheinebene noch von einem See bedeckt war, dessen Deltazuschüttungen wir erkannten. Wir wissen jedoch noch nicht, wo der Rhein, der Neckar, der Main etc. flossen in der Steppenzeit des oberen Diluviums, als die Flugsande in der Ebene zu mächtigen Dünen angehäuft wurden.

Dagegen erscheinen zur altalluvialen Zeit sogleich die eben gekennzeichneten, scharf in den diluvialen Untergrund eingeschnittenen Fluss- und Bachbetten. Unter diesen ist in den letzten Jahren der alte alluviale Neckarlauf von Heidelberg nach Trebur durch die Untersuchungen von A. Mangold [1]) näher festgestellt worden.

Der Neckar wandte sich von seinem Ausfluss in die Rheinebene bei Heidelberg ursprünglich nicht wie jetzt nach Nordwesten, um nach kurzem Laufe den Rhein bei Mannheim zu erreichen, sondern nach Norden, und floss längs der Bergstrasse her über Heddesheim, Hemsbach, Bensheim und Zwingenberg nach Eschollbrücken, Goddelau, Gross-Gerau und Wallerstädten hinaus, um erst bei der alten Römerstadt Trebur (Triburia) und bei Astheim in eine alte Rheinschleife auszumünden; dieser alte Neckarlauf ist etwa viermal so lang als der jetzige; er floss dem Rheine parallel von Heidelberg bis zum Fusse des Melibocus bei Zwingenberg, getrennt vom Rheinbette durch die mächtigen Flugsanddünen, welche der Neckar später, auf natürliche oder künstliche (? durch die Römer) Weise, in der Strecke bei Ilvesheim und Feudenheim oberhalb Mannheim durchbrochen hat. Erst von Zwingen-

---

kommission zur Untersuchung der Rheinstromverhältnisse herausgegeben von dem Centralbureau für Meteorologie und Hydrographie im Grossherz. Baden (M. Honsell). Mit 9 Uebersichtskarten und -profilen nebst einer Stromkarte des Rheines in 16 Blättern. Berlin 1889.

[1]) Die Abhandlung mit Karten und Profilen wird in diesem Jahre in den Abhandl. der geolog. Landesanstalt zu Darmstadt, Bd. II, Heft 2 erscheinen; eine von A. Mangold gezeichnete Profiltafel der alten Neckarbetten bis zur Modau wurde vorläufig veröffentlicht in der Erläuterung zu Blatt Darmstadt der geolog. Spezialkarte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1 : 25,000. Darmstadt 1891.

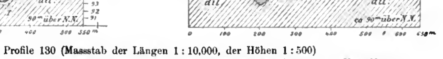
berg an hatte sich der Neckar nach Nordnordwest gewendet, hatte bei Hähnlein und Bickenbach die Dünenzüge des oberen Diluviums durchschnitten und war dann in spitzem Winkel zum Rheinthale nach Trebur hinausgeflossen. Dieser alte Neckarlauf von Heidelberg bis Trebur besitzt noch jetzt ein treffendes Beispiel in dem Laufe der Ill im Elsass, in welchem dieser Fluss die lange Strecke von Mülhausen über Colmar und Schlettstadt bis Strassburg dem Rheine parallel gerichtet, ca. 100 km weit nach Norden fliesst.

Mit zahlreichen Schleifen, Verzweigungen und Ueherläufen windet sich das altalluviale Neckarbett an der Bergstrasse hin und durch die Rheinebene; zuweilen hat der Neckar selbst eine ältere Schleife abgeschnürt und die Enden der Schleife zugeflösst; oft hat er seine Richtung verändert und sich so ein breites Thal, dessen Ränder sich meist durch scharfe Böschungen noch topographisch erkennen lassen, im diluvialen Untergrund ausgeflösst; die Thalflächen sind jetzt mit Wiesen bedeckt. Das allgemeine Gefälle des ganzen Neckarlaufes von Wallstadt bis Trehur beträgt ungefähr 1 : 8000, abweichend von dem viel flacheren Gefälle des Rheinstromes, das in der Strecke von Mannheim abwärts bis Mainz nur auf ca. 1 : 10,000 zu berechnen ist. Die Bäche der Bergstrasse, die Weschnitz, der Hemsbach, Laudenbach, der Heppenheimer Stadtbach, die Bensheimer und Auerbacher Bäche und die Modau mündeten zur altalluvialen Zeit in den Neckar ein; jetzt kann man überall an den betreffenden Strecken erkennen, dass diese Bäche das alte Neckarbett oberflächlich mit ihren jüngeren Absätzen überschüttet und zugeflösst haben; zum Teil fliessen daher jetzt diese Bäche in ansehnlicher Höhe über dem ehemaligen Neckarlauf quer nach Westen hinüber; zum Teil folgen sie aber auch in natürlichen oder künstlichen Wegen auf längere oder kürzere Strecken dem Neckarbett (z. B. die Weschnitz von Weinheim bis Heppenheim).

Im einzelnen konnte A. Mangold für den ganzen alten Neckarlauf von Heidelberg bis Trebur durch eine sehr grosse Anzahl von Bohrungen genau die jetzt zugeflössten und zugewachsenen Flussbetten aller Schleifen in ihren charakteristischen Formen nach ihren Quer- und Längsprofilen erkennen; die umstehenden Profile 130 geben Beispiele dieser Gestaltung.

In der Regel sind alle Schleifen und Strecken des alten Neckarlaufes mit Torf zugewachsen, nachdem die Sohle der Betten mit einer dickeren oder dünneren Schicht von grauem Thon oder Schlick belegt war; selten ist das Bett ganz mit Thon ausgefüllt (Profil IV). Auch seitlich des Flusslaufes sind grosse Landstrecken während der älteren alluvialen Zeit mit Torf und Moor bedeckt worden, z. B. bei Escholl-brücken und Griesheim [1]), und weiter südlich bei Heppenheim. Die älteren Schleifen werden schon mit Torf zugewachsen gewesen sein, während der Neckar noch durch diese Gegend floss; die jüngeren erst, nachdem der Neckar nach Mannheim hinausgebrochen war. Auf dem diluvialen Neckardelta bei Heidelberg, von welchem wir oben sprachen, finden

[1]) Siehe Blatt Darmstadt der geologischen Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1 : 25,000, aufgenommen von C. Chelius.



Profile 130 (Massstab der Längen 1 : 10,000, der Höhen 1 : 500)

durch das alte Neckarbett bei Mannheim, Weinheim, Darmstadt und Gross-Gerau, gezeichnet von A. Mangold 1891.

dil. = Diluviale Sande des Untergrundes.
T = Grauer Thon und Schlick
Tf = Torf
HT = Humoser Thon
HL. u LTf = Stark humoser Lehm und lehmiger Torf
(T, Tf, HT, HL. u LTf:) alluviale Ablagerungen in und neben dem alten Neckarbett.
LS = Sandiger Lehm
SL = Lehmiger Sand
HLS = Humoser lehmiger Sand
o = Bohrlöcher

sich alte Neckarbetten nicht nur nach Norden, sondern auch nach Westen (bei Schwetzingen) und nach Süden zu (bei Rohrbach und Kirchheim), so dass also hier der Neckar in altalluvialer Zeit nach allen Richtungen hinauszugelangen versuchte.

In dem Thon und Schlick des alten Neckarbettes findet man häufig Schnecken- und Muschelschalen, Planorbis, Pisidium, Limnaeus, Succinea, Helices, eine alluviale Fauna von Fluss- und Land-Mollusken, deren Arten noch nicht bestimmt sind; aus dem Torfe wurden Reste von Landsäugetieren, von Hirschen, Pferden, Schweinen, Rindern und Schafen, auch Erzeugnisse des Menschen zu Tage gefördert. Vom Menschen bearbeitete Geweihstücke von Cervus elaphus aus dem Torf von Eschollbrücken befinden sich im Museum zu Darmstadt. Dass die Gemeindegrenzen im Ried (das ist die Gegend zwischen Darmstadt und dem Rheine) und oberhalb an der Bergstrasse bis nach Weinheim häufig mit dem alten Neckarbette abschneiden, könnte als ein Beweis angesehen werden, dass der Neckar noch in historischer Zeit hier durchfloss, oder wenigstens in den Zeiten, in welchen die menschliche Kultur bereits so weit vorgeschritten war, dass Ackergemeinden bestanden und ihre Fluren gegeneinander abgeteilt wurden.

Wir haben im Verlaufe unserer Betrachtung gesehen, dass das oberrheinische Gebirgssystem im grossen und ganzen einen flach aufgewölbten Erdkrustenteil darstellt, dessen Mitte in der oberrheinischen Tiefebene als Grabenversenkung eingebrochen ist. Der Einbruch der Gewölbemitte begann nachweislich erst zur oligocänen Zeit; dass diese Bewegungen jetzt immer noch nicht zur Ruhe gekommen sind, beweisen die Erdbeben, die im Bereiche des oberrheinischen Gebirgssystemes, und besonders in der oberrheinischen Tiefebene, fast in jedem Jahre beobachtet werden (vergl. oben S. 250). Im Süden der Rheinebene ist die Umgegend von Basel und Strassburg am häufigsten bewegt worden; im Norden derselben ist Gross-Gerau, mitten zwischen Darmstadt, Mainz und Frankfurt gelegen, seit alter Zeit ein Erdbebencentrum gewesen. Es scheinen die Erdbebenstösse in früheren Jahrhunderten zuweilen stärker gewesen zu sein, als es in diesem Jahrhundert der Fall war: so wurde z. B. im Jahre 1021 das Baseler Münster durch ein Erdbeben völlig zerstört; im Jahre 1289 drohte der angefangene Münsterbau zu Strassburg infolge eines starken Erdbebens einzustürzen; das Wasser eines Behälters auf der Plattform des Strassburger Münsters wurde durch ein Erdbeben am 3. August 1728 empor- und herausgeschleudert. Bemerkenswert ist es auch, dass die Erdbeben zuweilen lange Zeit fortdauern: so begann am 18. Oktober 1356 ein Erdbeben bei Basel, dessen Stösse fast täglich ein ganzes Jahr lang sich wiederholten; ebenso wurden bei den letzten grossen Erdbeben bei Gross-Gerau in den Jahren 1869 und 1870 weit über tausend einzelne Stösse, am 31. Oktober und 1. November 1869 im ganzen 97 Stösse beobachtet und gezählt [1]).

---

[1]) F. Dieffenbach, Plutonismus und Vulkanismus in der Periode von 1868 und 1872 und ihre Beziehungen zu den Erdbeben im Rheingebiet. Darmstadt 1873.

Auch die Zunahme der Ueberschwemmungen am Mittelrheine hängt wohl zum Teil damit zusammen, dass die Rheinebene bei Mainz und Gross-Gerau im Verhältnis gegen den Taunus allmählich tiefer absinkt und das Rheinwasser oberhalb des Binger Loches infolgedessen immer stärker angestaut wird.

Meteorsteine.

Von den Meteorsteinen, die im Bereiche des oberrheinischen Gebirgssystemes gefallen sind, machen wir hier die folgenden namhaft.

Der älteste Meteorstein Deutschlands, dessen Falldatum verbürgt ist, fiel am 7. November 1492 mit grossem Getöse bei Ensisheim, einem Orte an der Ill, 12 km unterhalb Mülhausen im Ober-Elsass gelegen; ursprünglich wog er 130 kg; das jetzt noch im Rathaus zu Ensisheim bewahrte Reststück wiegt immer noch 35 kg; zur Zeit der französischen Revolution war der berühmte Stein, der bis dahin in der Ensisheimer Kirche hing, nach Colmar gebracht und dort viel von ihm abgeschlagen worden; ein grosser Teil des Steines kam damals in die Pariser Sammlung. Die noch jetzt im Rathaus zu Ensisheim mit dem Stein aufbewahrte alte Urkunde über das bedeutsame Ereignis lautet folgendermassen: „A. D. 1492 uff Mittwochen nechst vor Martini den siebenten Tag Novembris geschah ein seltsam Wunderzeichen, denn zwischen der eilften und zwölften Stund zu Mittagzeit kam ein grosser Donnerklapf und ein lang Getöss, welches man weit und breit hört, und fiel ein Stein von den Lüfften herab bei Ensisheim, der wog zweihundertsechzig Pfund, und war der Klapf anderswo viel grösser denn allhier. Da sahe ihn ein Knab in einen Acker im oberen Feld, so gegen Rhein und Ill zeucht, schlagen, der war mit Waitzen gesäet, und that ihm kein Schaden, als dass ein Loch innen würd. Da führten sie ihn hinweg, und ward etwa mannich Stück davon geschlagen: das verbot der Landvogt. Also liess man ihn in die Kirche legen, ihn willens dann zu einem Wunder aufzuhenken, und kamen viele Leut allher, den Stein zu sehen, auch wurden viel seltsame Reden von dem Stein geredet. Aber die Gelehrten sagten, sie wissen nicht, was es wär, denn es wär übernatürlich, dass ein solcher Stein sollt von den Lüfften herabschlagen. Darnach uff Montag nach Catharinen (25. November) gedachten Jahrs, als König Maximilian allhier war, hiess Ihre Königliche Excellenz den Stein ins Schloss tragen und sagte, die von Ensisheim sollten ihn nehmen und in die Kirche heissen aufhenken. Also hink man ihn in den Chor, da er noch henkt."

Der Meteorstein von Ensisheim gehört zu denjenigen Steinmeteoriten, welche man im Systeme der Meteorarten „Chondrit" genannt hat; er hat ein breccienartiges Aussehen, ist zum Teil schwarz, zum Teil graulichweiss gefärbt und besteht seiner mineralogischen Zusammensetzung nach aus Olivin, Bronzit und gediegen Eisen, in grobkörnigem, krystallinen Gemenge gemischt [1]).

[1]) Ich habe den Stein auf der oberrheinischen Geologen-Versammlung im April 1881 gesehen (vergl. N. Jahrb. Min. 1882, I, S. 240); damals liess der Kreis-

Der Niederfall eines Meteorsteins nahe bei Schönenberg, einem Dorfe, 15 km südöstlich von Günzburg (an der Donau unterhalb Ulm) in Bayerisch-Schwaben gelegen, wurde am 25. Dezember 1846, Nachmittags 2 Uhr, beobachtet [1]); auf einen Umkreis von etwa 60 km wurde ein donnerähnliches Geräusch vernommen, als der Stein niederfiel; er schlug etwa zwei Fuss tief in den etwas gefrorenen Lehmboden eines Krautfeldes in der Nähe des Dorfes ein. Aussen war der Stein von einer dunkelbraunen Sinterkruste umgeben, wie sie stets durch Schmelzung bei den Meteorsteinen entsteht, indem die Steine bei ihrem schnellen Fluge durch die Erdatmosphäre sich oberflächlich erhitzen. Das innere Gefüge dieses Meteorsteines von Schönenberg ist feinkörnig, grau- und weissgefleckt, mit vielen Metallflimmern. Seiner mineralogischen Zusammensetzung nach ist der Stein ebenfalls ein Chondrit und besteht aus Olivin, Augit, Feldspat, gediegen Eisen (nickelhaltig), Schwefeleisen, Phosphoreisen (nickelhaltig), und Chromeisen; die drei Silikate überwiegen mit zusammen 77,5 % an Menge bedeutend die Eisenerze. Der Meteorstein von Schönenberg befindet sich jetzt in der Mineraliensammlung des bayerischen Staates in München (die chemische Analyse desselben siehe umstehend Nr. I).

In dem Provinzialmuseum zu Speyer liegt der grosse Meteorstein, welcher am 5. Mai 1869, abends 6½ Uhr, unter donnerähnlichem Geräusche zu Krähenberg, einem Dorfe, 8 km östlich von Homburg in der bayerischen Pfalz gelegen, niedergefallen ist; der Fall dieses Steines wurde beobachtet, so dass er etwa 20 Minuten nach dem Falle noch warm aus dem Erdboden (Buntsandstein), in den er 0,6 m tief eingeschlagen, ausgegraben wurde. Derselbe hatte die Gestalt eines Brotlaibes und wog 15,75 kg; die schwarze Schmelzkruste seiner Oberfläche ist blatternarbig und wellenförmig gefurcht. Auch dieser Meteorstein ist zur Gruppe der Chondrite zu rechnen: sein inneres Gefüge ist körnig, graugefärbt mit Eisenflecken; er besteht aus denselben Mineralien, wie der Stein von Schönenberg; Gümbel berechnet 42 % Olivin, 24 % Augit (Bronzit?), 19 % Feldspat, 8 % Schwefeleisen, 6 % gediegen Eisen und 1,2 % Chromeisen; auch in der chemischen Zusammensetzung (umstehend Nr. II) zeigt der Meteorstein von Krähenberg in der Pfalz eine auffallende Aehnlichkeit mit dem Steine von Schönenberg in Schwaben.

---

direktor Pfarrius den Stein aus dem benachbarten Ensisheim herüberholen, mitsammt der oben citierten Urkunde; der jetzt verstorbene Professor Fischer von Freiburg reinigte damals den Stein sorgfältig, so dass die Teilnehmer der Versammlung das eigentümlich breccienartige Aussehen des Steingefüges wahrnehmen konnten.

[1]) Chr. Landbeck, Bericht über das Niederfallen eines Meteorsteins; mit Abbildung des Steins in natürlicher Grösse; in Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg, II. Bd., S. 383. Stuttgart 1847. — C. W. Gümbel, Die in Bayern gefundenen Steinmeteoriten; in Sitz.-Ber. der bayer. Akademie der Wiss. math.-physik. Klasse, 1878, I, S. 40. München.

Chemische Analysen der beiden angeführten Meteorsteine: I von Schönenberg (Gümbel a. a. O. 1878, S. 43), und II von Krähenberg (Gümbel 1878, S. 51):

	I	II
Kieselsäure SiO_2	40,13	41,12
Thonerde Al_2O_3	5,57	3,22
Ged. Eisen Fe	13,77	10,37
Nickel Ni	1,47	1,36
Phosphor P	0,36	0,46
Schwefel S	1,93	2,35
Chromoxyd Cr_2O_3	0,60	0,89
Zinnoxyd SnO_2	—	0,18
Manganoxydul MnO . . .	—	0,78
Eisenoxydul FeO	17,12	17,42
Kalkerde CaO	2,31	20,06
Magnesia MgO	13,81	18,62
Kali Ka_2O	0,73	1,22
Natron Na_2O	2,20	0,17
Summen:	100,00	100,22

Das spezifische Gewicht des Metorsteines von Krähenberg beträgt 3,497; dasjenige der geschmolzenen Rinde desselben Steines ist durch die Schmelze etwas geringer geworden, da es zu 3,449 bestimmt wurde.

III. Die Eruptivgesteine des oberrheinischen Gebirgssystemes.

A. Die älteren Eruptivgesteine.

Die krystallinen Kerne in den Randgebirgen der oberrheinischen Tiefebene, im Odenwald, Haardt, Vogesen und Schwarzwald, setzen sich ihren Hauptmassen nach zusammen aus verschiedenartigen Gneissen und aus einer grossen Menge von granitischen Gesteinen; wir haben bereits oben (S. 364) darauf hingewiesen, dass es nach dem jetzigen Stand unserer Kenntnisse des krystallinen Grundgebirges in diesen Gebirgen noch nicht möglich ist, genauer anzugeben, welche Gesteinsmassen dieser Berge zu den massigen Eruptiv- oder zu den Erstarrungsgesteinen und welche zu den echten Gneissen aus der Gruppe der metamorphen Sedimente zu rechnen sein werden. Die Ansichten über die Natur und die Entstehung derjenigen Gesteine, die mit dem allgemeinen Namen der Gneisse bezeichnet werden, sind noch nicht geklärt. Viele von den Gneissen werden als ursprüngliche Erstarrungsgesteine der Erdkruste, einige und nur in beschränkter Ausdehnung als durch Druck geschieferte Granite, die Mehrzahl als metamorphe Sedimente zu betrachten sein [1]; welcher dieser drei verschiedenen Gneissgattungen im einzelnen die Gneissgesteine in den vier Randgebirgen der oberrheinischen Tiefebene angehören, werden die genauen Kartenaufnahmen im Massstabe 1 : 25,000 festzustellen haben; es wird dann auch nötig sein, endlich den Kollektivbegriff „Gneiss“ in viele Einzelnamen zu zerlegen und diese grosse Gruppe von ihrer Entstehung nach ganz verschiedenartigen Gesteinen in analoger Weise zu teilen und anzuordnen, wie dies bisher nur für die massigen Eruptivgesteine geschehen ist.

In gleicher Weise werden uns die Kartenaufnahmen in 1 : 25,000 im einzelnen aufklären müssen über die Lagerung der älteren Eruptivgesteine in unserem Gebiete: Tiefen-, Gang- und Ergussgesteine lassen sich nicht nur nach ihrer petrographischen Struktur, sondern wesentlich

---

[1]) Siehe H. Rosenbusch, Zur Auffassung des Grundgebirges, in N. Jahrb. Min. 1889, II, S. 81—97. Stuttgart.

nach ihrer speziellen Lagerung im Gebirge voneinander unterscheiden [1]). Ueber die Altersfolge der älteren Eruptivgesteine in den Randgebirgen der oberrheinischen Tiefebene wissen wir selbstverständlich noch weniger.

In den übrigen Landstrecken des oberrheinischen Gebirgssystemes ist überall das krystalline Grundgebirge von den triasischen und jurassischen Ablagerungen überdeckt, mit alleiniger Ausnahme des Rieskessels bei Nördlingen, in dem, wie wir oben (S. 386 u. 492) sahen, Gneisse und Granite in verworrener, noch nicht aufgeklärter Lagerung zu Tage treten.

Verhältnismässig am besten kennen wir bis jetzt von den krystallinen Kernen der oberrheinischen Randgebirge den Odenwald und die Bergstrasse, und wir wollen daher diese Beobachtungen vorausstellen, wie wir es auch oben (S. 364 ff.) bei Besprechung der Gneisse gethan haben; zugleich will ich hier bereits versuchen, die neue Einteilung nach Tiefen-, Gang- und Ergussgestein durchzuführen (vergl. auch die Einteilung der Eruptivgesteine oben 256—258).

Aeltere Eruptivgesteine im Odenwalde und im Vorspessart.

1) Tiefengesteine.

a. Der Granit von Darmstadt.

Der obere Teil der Stadt Darmstadt liegt auf einem Granitstock, der sich in der Breite von einigen Kilometern nach Nordosten 12 km weit verfolgen lässt, bis er bei Messel von den oberrotliegenden Sandsteinen zugedeckt wird; quer durch die Stadt schneidet der Granit scharf ab an der Hauptverwerfung auf der Ostseite der Rheinebene, so dass er hier im Westen an die diluvialen und tertiären Ablagerungen der Rheinebene grenzt; im Süden stösst er längs der ersten Höhen der Bergstrasse auf Diabaslager des Odenwalder Schiefergebirges; auf der Nordseite wird er von einem grossen Melaphyrstrome und vom Oberrotliegenden überlagert.

Dieser Granit von Darmstadt ist grobkörnig (Körner von 3—5 mm) ausgebildet, ist schwarz- und weissgesprenkelt durch weisse Feldspäte

[1]) Die Einteilung der Eruptivgesteine in Tiefen-, Gang- und Ergussgesteine ist zuerst von H. Rosenbusch in der zweiten Auflage seiner Mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine (Stuttgart 1887) aufgestellt und durchgeführt worden. Wenn auch die geologische Lagerung von sehr vielen Eruptivgesteinen uns bisher noch zu wenig bekannt ist, um dieselben mit Sicherheit in eine dieser drei grossen Gruppen einordnen zu können, so entspricht diese Einteilung Rosenbuschs jedenfalls besser den geologischen Forderungen an eine rationelle Anordnung der Eruptiva, als die frühere, welche auf der granitischen, porphyrischen und glasigen Struktur derselben beruhte. Es muss hier darauf hingewiesen werden, dass Rosenbusch in die Gruppe seiner Ganggesteine nicht die Apophysen von Tiefengesteinen, und nicht solche Eruptivgänge stellt, welche die Kanäle der Ergussgesteine bilden, sondern nur diejenigen Ganggesteine, welche weder als Tiefen- noch als Ergussgesteine in der Natur vorkommen; durch diese Beschränkung und Veränderung eines den Geologen seit Alters her gewohnten Begriffes sind Missverständnisse entstanden, welche nur durch eine andere und neue Bezeichnung der Rosenbuschschen Gruppe der Ganggesteine beseitigt werden können.

und schwarze Glimmer, und besteht aus vorherrschendem Orthoklas, aus bräunlichschwarzem Biotit (Magnesiaglimmer) und aus farblosem Quarze, welchen wesentlichen Bestandteilen sich noch accessorisch Hornblende (dunkelgrün), Plagioklas, Titanit, Zirkon, Apatit und Magneteisen anreihen[1]; der Kieselsäuregehalt des Gesteins ist 68—70 %. Zuweilen sieht man in der sonst sehr gleichförmigen Masse des Granites basischere Ausscheidungen, auch scharfeckige Einschlüsse fremder Gesteine (der Kieselsäuregehalt eines solchen Einschlusses betrug nur 47 %).

Gegen den südlichen Rand des Stockes nimmt der Granit zunächst eine auffallende Trümmerstruktur an, indem zugleich die Glimmer an Menge zurücktreten und das Gestein eine graue Färbung erhält; nahe der anliegenden Diabasgrenze zeigt alsdann der Darmstädter Granit eine völlig porphyrische Struktur (am Einsiedel): in einer äusserst feinkörnigen Grundmasse von grauer bis rötlicher Farbe liegen Einsprenglinge von Feldspat und Quarz. Endlich entsendet auch dieser Granit in die Diabaslager der südlichen Berge bis 1 km weit mehrere Apophysen, deren zuweilen bis in feine Adern verzweigte Gänge dasselbe porphyrische Gestein enthalten, wie jene porphyrische Randfacies des Stockes; das porphyrische Gestein der Apophysen enthält 75—77 % Kieselsäure (vergl. unten die Analysen I u. II, S. 702).

Aus diesen interessanten Lagerungsverhältnissen des Darmstädter Granites können wir den Schluss ziehen, dass derselbe ein Tiefengestein ist, welches im Streichen der Bergsträsser Gneisse in das krystalline Grundgebirge des vorderen Odenwaldes eingedrungen und jünger ist, als die anliegenden Diabaslager.

b. Die Diorite und Gabbros an der Bergstrasse und im Odenwald.

Der lange Bergrücken des Frankensteines (422 m) an der Bergstrasse südlich Darmstadt und die Umgegend dieses Berges werden zusammengesetzt von mächtigen Stöcken von Dioriten und Gabbros, zwei Eruptivgesteinen, die hier in diesem Gebiete zuweilen ohne Grenze ineinander übergehen und alsdann schwer voneinander zu trennen sind; beide Gesteine sind in der Regel grobkörnig und von granitischer Struktur. Der Diorit besteht aus vorherrschendem Plagioklas und aus braungrüner oder grüner Hornblende; accessorisch findet sich häufig etwas Quarz, dann Orthoklas, Biotit, Titanit, Zirkon, Apatit, Magneteisen, Titaneisen und Schwefelkies. Die hornblendeärmeren Diorite werden oft schlierig durch wechselnde Ausbildung im Korn, in den Gemengteilen und in der Farbe, und gehen dann in Hornblendegneisse über[2]). Dadurch, dass in den Hornblenden Kerne von Diallag,

---

[1]) C. Chelius, Erläuterungen zu den Blättern Darmstadt und Rossdorf der geologischen Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1 : 25,000. Darmstadt 1886 und 1891.

[2]) Wir haben oben S. 369 vielleicht zu sehr diese Gneiss-Varietäten der Diorite und Gabbros an der Bergstrasse und im Odenwald betont; wie wir oben in der Einleitung zu diesem Kapitel der älteren Eruptivgesteine hervorhoben, konnten bisher die sedimentären (metamorphen) Gneisse von den schlierig oder

auch neben der Hornblende einzelne Körner von graubraunem Diallag erscheinen, geht der Diorit unmittelbar in den Gabbro über. Diese Uebergänge aus dem einen in das andere Gestein sind z. B. gut in den grossen Steinbrüchen am Kühlen Grund im Mühlthale oberhalb Eberstadt zu beobachten; hier hat die Modau mit ihren Seitenbächen (Mordach) auf der Nordseite des Frankensteins das krystalline Grundgebirge der Bergstrasse tief zerschnitten.

Der Gabbro besitzt dieselbe grobkörnige granitische Struktur wie die Diorite; er bildet den grössten Teil des Frankensteins und besteht hier aus vorherrschendem Plagioklas und aus frischen graubraunen Diallagen, welchen wesentlichen Bestandteilen braune Hornblende (meist als Umrandung von Diallag), selten ein rhombischer Pyroxen (Bronzit) und Biotit, ein wenig Quarz, dann Apatit, Magneteisen und Schwefelkies sich zugesellen [1]). Ausserdem lagern zwischen diesen gewöhnlichen Gabbros olivinführende Gabbros, zu deren oben genannten Bestandteilen mehr oder weniger reichlich Olivinkörner hinzutreten. Die olivinreichen Gabbros, besonders das mächtige Lager, welches von Nieder-Beerbach bis auf die Höhe des Frankensteins hinaufzieht, sind zum Teil stark verändert durch die chemischen Umwandlungen, welche auf wässerigem Wege im ersten Stadium der Verwitterung in den olivinhaltigen Gesteinen so häufig erzeugt werden: Diallag und Olivin werden serpentinisiert (in wasserhaltige, amorphe Magnesiasilikate umgewandelt); der Plagioklas wird zersetzt, und es sind aus demselben vielleicht auch die zahlreich auftretenden bläulichen Korundkrystalle sekundär entstanden: das ganze Gestein wird mit Magneteisen stellenweise so stark angereichert, dass Magneteisenfelsen [2]) entstehen.

Die Diorite und Gabbros spielen nicht nur hier am Frankenstein eine bedeutende Rolle, sondern sie sind ziemlich weit in dem Gneissgrundgebirge des vorderen Odenwaldes verbreitet; an der Bergstrasse, im Heppenheimer Walde, auf dem Felsberg, auf der Seidenbucher, Neunkircher und Kolmbacher Höhe in der Umgegend von Lindenfels stehen mächtige Lager der zum Teil quarzhaltigen Diorite an. Durch ihre dunkle Färbung und die grosse Härte der frischen unverwitterten Massen eignen sich diese Gesteine in hervorragendem Maasse zur technischen Verwendung und besonders zur Herstellung von schöngeschliffenen Denkmälern; die Steinindustrie an der Bergstrasse und in der Umgegend von Lindenfels hat daher in den letzten Jahren einen bedeutenden Aufschwung genommen.

Im hinteren Odenwalde sind die Eruptivgesteine nicht so häufig,

---

gneissartig ausgebildeten granitischen Gesteinen noch nicht genügend getrennt werden, weil dieselben schwer voneinander zu unterscheiden sind, und massgebende Erfahrungen hierüber aus den Aufnahmegebieten von krystallinen Grundgebirgen noch nicht vorliegen.

[1]) C. Chelius, Die Diallaggesteine des Frankensteins und seiner Umgebung, in Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, IV. Folge, 5. Heft, S. 24 bis 29. Darmstadt 1884.

[2]) Wir haben die „Magnetsteine" vom Frankenstein und ihre magnetischen Eigenschaften oben S. 369 bereits erwähnt; ich rechne jetzt diese Gesteine und die olivinhaltigen Gesteine des krystallinen Odenwaldes nicht mehr zu den Gneissen, sondern zu den eruptiven Gabbros.

als im vorderen Teile desselben; jedoch treffen wir auch hier diorit-artige Einlagerungen in den Gneissen und mit ihnen verbunden Lager von olivinarmen und olivinreichen Gabbros an. Unter den letzteren ist besonders das ziemlich mächtige Gabbrolager an den Vierstöck (Burgviertel) bei Ober-Kainsbach zu nennen [1]).

Ihrer Lagerung nach dürfen wir diese Diorite und Gabbros von der Bergstrasse und aus dem Odenwalde wohl nur als Tiefengesteine auffassen, die in grösserer Tiefe intrusiv in das Gneissgrundgebirge eingedrungen sind; ihre Massen liegen gewöhnlich im Nordost-Streichen des krystallinen Grundgebirges.

Auf die Entstehung dieser Eruptivlager als intrusive Tiefengesteine deutet auch die energische Kontaktwirkung, welche die Diorite und Gabbros der Bergstrasse auf die von ihnen durchbrochenen Sedimente ausgeübt haben; am Nordrande des Frankensteinmassives finden wir unter den mannigfaltigen metamorphen Schiefer- und Grauwackengesteinen der Kontaktzone: fein- und grobkörnige Hornfelse, in denen Cordierit, Andalusit, Sillimanit, Turmalin, Feldspat, Biotit, Amphibol, Rutil, Magneteisen, Graphit etc., also zumeist typische Kontaktmineralien unter dem Mikroskope erkannt wurden; dunkelgraue Graphitschiefer zeigen zahlreiche weisse Andalusitkrystalle auf den Schichtflächen; Granat-, Malakolith- und Amphibolfelse entstanden; auch Fleckschiefer, gefleckte feldspatführende Quarzite und Schiefergneisse kommen in dieser interessanten Kontaktzone der Diorite und Gabbros vor. Auch die in der Schieferformation liegenden Diabaslager erweisen sich in charakteristischer Art durch diese Tiefengesteine kontaktmetamorph verändert [2]).

Zu den Gabbros gehörige Ganggesteine (im Sinne Rosenbuschs) sind neuerdings im Frankenstein und in der Umgebung dieses Bergrückens aufgefunden worden, die wir unten bei den Ganggesteinen erwähnen werden.

Nach ihrer chemischen Zusammensetzung sind die Diorite etwas saurere Gesteine als die Gabbros: jene enthalten durchschnittlich 50 bis 52 % Kieselsäure, und nimmt in den quarzhaltigen Dioriten der Kieselsäuregehalt bis auf 60 % zu; diese enthalten 47—48 % Kieselsäure, und nimmt in den olivinhaltigen Gabbros der Kieselsäuregehalt bis auf 40 % ab, während die Magnesia- und Eisenmengen entsprechend wachsen. Das spezifische Gewicht der Diorite beträgt 2,7—2,8; dasjenige der Gabbros 2,8—2,9 (vergl. die Analyse III, S. 702).

2) Ganggesteine.

Die Gneisse und die granitischen Tiefengesteine an der Bergstrasse, im krystallinen Odenwalde und im vorderen Spessart sind in gewissen Bergstrecken durchsetzt und zuweilen in grosser Menge durch-

[1]) C. Chelius, Mitteilungen aus den Aufnahmegebieten, in Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt 1887, S. 26.

[2]) C. Chelius, Erläuterung zu Blatt Darmstadt der geolog. Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1 : 25,000, S. 9—20. Darmstadt 1891.

schwärmt von Ganggesteinen, welche zum Teil in ganzen Systemen paralleler Linien verlaufen; vor allen ist der Melibocus und seine nächste Umgebung derartig von Ganggesteinen durchzogen, dass die Oberfläche der Berggehänge stellenweise viel stärker mit den Trümmern der Ganggesteine als mit denjenigen der leichter verwitternden und grobkörnigen Gneisse und Granite des Untergrundes bedeckt ist; häufig ragen auch die Gänge riffartig aus der Bergoberfläche empor und lassen sie sich dann leichter verfolgen; durch die zahlreichen Steinbrüche, welche die zunehmende Steinindustrie an der Bergstrasse in den letzten Jahren eröffnet hat, wurden uns eine Reihe von trefflichen Aufschlüssen über die in dem Waldgebiete schwierig zu beobachtenden geologischen Verhältnisse des krystallinen Grundgebirges dieser Gegend eröffnet. Bei den Aufnahmen der geologischen Karten im Massstabe 1 : 25,000 konnten an der Bergstrasse, im Odenwalde und in der Umgegend von Darmstadt die folgenden Ganggesteine im krystallinen Grundgebirge unterschieden und eingezeichnet werden [1]); zugleich erwähnen wir hier die Ganggesteine im vorderen krystallinen Teile des Spessart in der Gegend von Aschaffenburg.

a. Granitische Ganggesteine.

Die Aplite sind die bei weitem häufigsten unter den Ganggesteinen im Odenwalde; es sind dies die bekannten roten, zuckerkörnigen, glimmerarmen Ganggranite, welche, bis in feinste Adern zerteilt, jedoch in der Regel mit 0,5—2 m breiten Gängen das krystalline Grundgebirge nach allen Richtungen hin durchschwärmen; gelegentlich werden diese Gänge auch 10—20 m mächtig. Diese Gesteine bestehen aus stets vorherrschenden Feldspaten (Orthoklas, auch Mikroklin und etwas Plagioklas) und aus hellgrauen Quarzen; daneben erscheint wenig Glimmer (grünlichbrauner Biotit, auch Muskovit); accessorisch finden sich Magneteisen, Eisenglanz, Apatit, Hornblende, Turmalin, Granat und Epidot.

Der Kieselsäuregehalt der Aplite im krystallinen Odenwalde beträgt 76—77 %; das spezifische Gewicht 2,5—2,6 (vergl. die Analyse VI, S. 702).

Mit diesen gewöhnlichen zuckerkörnigen Apliten eng verbunden sind die sogen. Pegmatite oder pegmatitischen Ganggesteine: es sind dies grobkörnige Ausscheidungen von derselben Zusammensetzung wie die Aplite, nur dass die Mikrokline und die Turmaline, auch die Glimmer an Menge und Grösse zunehmen; hierbei entstehen die turmalinreichen „Schriftgranite" (z. B. im Gneiss über dem Marmorlager im Hochstädter Thal bei Auerbach an der Bergstrasse). Die pegmatitischen Ausscheidungen bilden in der Regel unregelmässige, oft linsenförmige, auch zonare Partieen in den Apliten (z. B. gut zu beobachten in dem

[1]) Die hier mitgeteilten Resultate der Aufnahmen der grossherz. hess. geolog. Landesanstalt wurden bisher nur zum Teil in den Erläuterungen zu den Blättern Rossdorf und Darmstadt 1886 und 1891 von C. Chelius veröffentlicht.

Ganggranit, den wir im Profil 83, oben S. 372, im Gneiss bei Leutershausen abgebildet haben).

Die aplitischen und pegmatitischen Ganggranite verbreiten sich im ganzen vorderen Odenwalde in sehr grosser Menge; um ihre Verzweigung im krystallinen Grundgebirge zu verdeutlichen, geben wir hier die beistehenden Profile 131 und 132. Dabei durchsetzen die

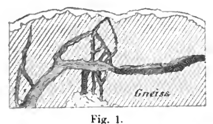


Fig. 1.

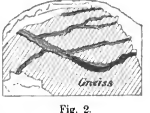


Fig. 2.

Profile 131 (Massstab 1 : 250).
Granitische Gänge (Aplite) im Gneiss.

Fig. 1 hinter dem Schulhause in Schönberg,
Fig. 2 gegenüber der Villa Perglas unterhalb Schönberg bei Bensheim an der Bergstrasse, nach C. Chelius, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt 1887, Taf. II, Fig. 3.

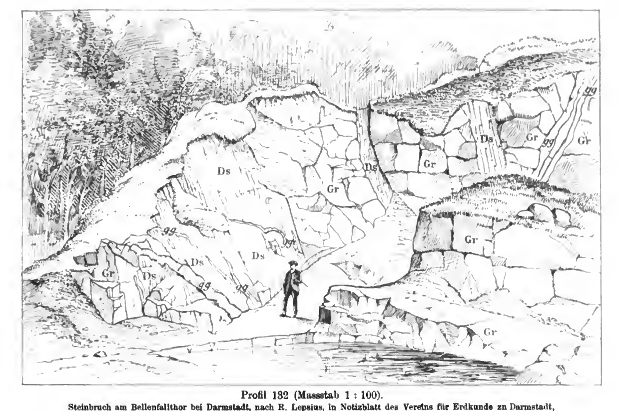
Aplite charakteristischerweise nur die Gneisse und die anormalen Randzonen der Eruptivgesteine; im Innern der Granit- und Gabbrostöcke des Frankenstein und des Melibocus fehlen sie vollständig. Auf den Ost-, Süd- und Nordabhängen des Melibocus, so am Auerbacher Schloss und bei Jugenheim trifft man diese Gänge in grosser Zahl im Gneiss und in den gneissartig ausgebildeten Granitzonen.

Die Aplite und Pegmatite unterscheiden sich in wesentlichen Punkten von den übrigen Ganggesteinen, so dass ihnen wohl eine etwas andere Art der Entstehung zugeschrieben werden muss, obwohl wir uns dieselben auch nur als eruptive Materialien (besonders wegen des starken Turmalingehaltes) denken können [1]). Insbesondere vermissen wir bei den aplitischen und pegmatitischen Gängen stets die porphyrische Struktur und die verschiedenartige Ausbildung der Salbänder und der Gangmitte, zwei charakteristische Merkmale von echten Ganggesteinen (im Sinne Rosenbuschs); auch sind dieselben in der Regel innig mit dem Nebengestein verwachsen, während die normalen Ganggesteine sich meist scharf vom Nebengestein abgrenzen und sich leicht von diesem ablösen lassen.

Die Alsbachite [2]) sind hellgraue bis rötliche, fein- bis mittelkörnige Ganggesteine von ausgesprochen porphyrischer Struktur; in

[1]) Bekanntlich hat H. Credner für die gleichartigen pegmatitischen Gänge im sächsischen Granulitgebirge eine Entstehung aus wässriger Lösung angenommen, in Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch., 27. Bd., S. 104—223, mit 1 Tafel. Berlin 1875.

[2]) Von C. Chelius nach dem Dorfe Alsbach an der Bergstrasse, am Nordfusse des Melibocus so benannt. Die oben stehenden Mitteilungen über „Alsbachite" und „Malchite" verdanke ich Herrn Dr. Chelius, der die diesbezüglichen Resultate seiner Kartenaufnahmen an der Bergstrasse noch nicht veröffentlicht hat.



Profil 132 (Massstab 1 : 100).

Steinbruch am Bellenfallthor bei Darmstadt, nach R. Lepsius, in Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, IV. Folge. 2. Heft. S. 3. Darmstadt 1881.

Gr = Grauer grobkörniger Granit.
gg = Gänge mit rotem Granit (Aplitgänge).
Ds = Eingeklemmte Schollen von schiefrig gewordenem Diabas; massiger Diabas steht nahe bei diesem Steinbruche an.

einer sehr feinkörnigen Grundmasse, die aus kleinsten Orthoklas- und Quarzindividuen besteht, liegen Einsprenglinge von Feldspat, Quarz und Biotit; häufig zeigen diese Einsprenglinge, besonders die Feldspate (Orthoklas, wenig Plagioklas) rundum begrenzte Krystallformen, so die Quarze ihre Dihexaëder und die Biotite ihre sechsseitigen Blättchen. Accessorisch kommen rote Granaten und schwarzes Magneteisen vor.

Diese Ganggesteine erscheinen an den Salbändern in der Regel dichter als in der Gangmitte. Häufig nehmen sie gegen die Salbänder hin eine gneissähnliche Flaserstruktur an, wo dann die Quarze langgestreckt und ausgezogen, die Biotite in längliche Flasern und Putzen ausgewalzt erscheinen; dazu zeigen die Quarze und Feldspate in diesen schieferigen Partieen undulöse Auslöschung, sie sind zu Körnern zerrieben und in Stücke zerbrochen; zuweilen ist die ganze Gangbreite von solchem gneissartigen Ganggestein erfüllt. In diesen schieferig-plattigen Partieen verwittern die Alsbachite leichter und sind trübe, gelblichgrau oder rot gefärbt.

Die Alsbachite verbreiten sich auf der Westseite des Melibocus, wo ihre Trümmer oft das schneller verwitternde Nebengestein verdecken; sie setzen nur in dem Teile des Melibocusgranites auf, welcher eine massige Struktur besitzt, und sie hören plötzlich an der Gneissgrenze und am gneissartigen Granite auf, wo an ihre Stelle, oft in derselben Spalte oder im gleichen Fortstreichen, die typischen roten zuckerkörnigen Aplite treten. In dieser Erscheinung erkennen wir eine Abhängigkeit des Ganggesteines von dem durchbrochenen Nebengestein, wie sie in gleicher Weise für alle Ganggesteine des krystallinen Odenwaldes und Spessarts charakteristisch zu sein scheint.

Aus der Gegend von Gross-Sachsen, an der Bergstrasse zwischen Weinheim und Heidelberg gelegen, hat K. Futterer[1]) kürzlich solche granitischen Ganggesteine beschrieben, welche mit den Alsbachiten vom Melibocus identisch zu sein scheinen; ihre deutlich porphyrische Struktur unterscheidet sie wesentlich von den aplitischen und pegmatitischen Gängen.

Die Alsbachite vom Melibocus enthalten 70—75 % Kieselsäure, sind also etwas weniger sauer als die Aplite (75—77 % SiO_2); das spezifische Gewicht der Alsbachite aus der Umgegend des Melibocus beträgt 2,605—2,67.

Die Granitporphyre sind beschränkt in ihrer Verbreitung auf die Gegend von Niedermodau, von wo sie sich in einem Zuge nach Südosten bis Assbach, Webern und Nonrod im nördlichen Teile des krystallinen Odenwaldes verbreiten; eine etwas abweichende syenitporphyrische Art findet sich in den Gängen bei Oberramstadt und in der Mordach am Nordgehänge des Frankensteines an der Bergstrasse. Diese Granitporphyrgänge durchsetzen das Gneissgrundgebirge meist

[1]) K. Futterer, Die Ganggranite von Gross-Sachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer Wald; in Mitteil. der grossherz. bad. geolog. Landesanstalt, Bd. II. Heidelberg 1890.

in Spalten, welche von Südost nach Nordwest, also normal zum Nordoststreichen der Gneisslager gerichtet sind; die Breite der Gänge geht bis zu 10 m.

Es sind dies Gesteine mit porphyrischer Struktur: in einer für Granitporphyre ungewöhnlich feinkörnigen, rötlichen Grundmasse von Quarz und Feldspat liegen grosse Einsprenglinge von Orthoklas, Plagioklas und Biotit; daneben von Hornblende, Titanit, Eisenerzen und von wenig Quarzen. Das Gestein verwittert leicht zu einem groben Grus und zerfällt in rundliche Blöcke [1]). Zuweilen zeigen die Salbänder dieser Ganggesteine eine dickflaserige bis dünnschieferige Parallelstruktur, hervorgerufen durch Druck und Reibung am durchbrochenen Gesteine. Auch eckige Einschlüsse, abgerissen bei der Eruption von den durchsetzten Gesteinen des krystallinen Grundgebirges, trifft man zuweilen in der Gangmasse eingeschlossen.

Diese Granitporphyre besitzen eine etwas basischere Zusammensetzung als die Aplite und Alsbachite, indem sie nur 66,5—68,5% Kieselsäure enthalten; ihr spezifisches Gewicht beträgt 2,65 (siehe die Analyse VII, unten, S. 702).

b. Zum Gabbro gehörige Ganggesteine.

Wie wir oben bemerkten, besitzen auch die Gabbros an der Bergstrasse ihre ihnen eigentümlichen Ganggesteine, welche A. Osann nach dem älteren Namen des Melibocus (der „Malchen", siehe oben S. 352, Anmerkung 1) „Malchite" nennen will; diese neuen Ganggesteine sind zwar noch nicht beschrieben worden, wurden jedoch bereits bei den Aufnahmen der grossherzoglich hessischen geologischen Landesanstalt durch C. Chelius im Gebiete des Frankenstein und Melibocus eingezeichnet.

Die Malchite besitzen eine sehr feinkörnige Grundmasse, die aus ganz kleinen Plagioklasen und Amphibolen besteht; in dieser Grundmasse liegen porphyrisch eingesprengt Krystalle von Plagioklas und Augit oder von Hornblende. Ein Malchit mit Einsprenglingen von Hornblende, der als Gang im Granit der Steinbrüche an der Orbishöhe im Westhange des Melibocus auftritt, enthält 49,78% Kieselsäure bei einem spezifischen Gewichte von 2,917; andere Malchite vom Melibocus besitzen einen höheren Kieselsäuregehalt bis zu 64,5% SiO_2 bei einem spezifischen Gewicht von 2,823—2,945 [2]). Die vollständige Analyse eines Malchites aus dem Weidenthal, das am südöstlichen Ende von Zwingenberg zum Melibocus hinaufsteigt, geben wir unten (VIII, S. 702).

Diese dunkelgrünen Gesteine von porphyrischer Ausbildung durchsetzen in zahlreichen Gängen den Gabbro des Frankensteiner Höhenzuges und den Granit des Melibocus; hier am Melibocus werden Malchit-

---

[1]) C. Chelius, Erläuterung zu Blatt Rossdorf der geolog. Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1:25,000, S. 40—47. Darmstadt 1886.

[2]) Vergl. die Analysen aus dem chemischen Laboratorium der geologischen Landesanstalt zu Darmstadt, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, 1891, S. 4.

gänge von Minettegängen durchsetzt, so dass die Malchite älter sind als die Minetten. Als echte Ganggesteine charakterisieren sich die Malchite auch dadurch, dass ihre Salbänder eine etwas andere Struktur zeigen als ihre Gangmitten. Ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach sind die Malchite die den Gabbros entsprechenden Ganggesteine und als letzte Ausbrüche der Gabbrotiefengesteine zu betrachten.

c. Die zum Syenit und Diorit gehörigen (lamprophyrischen) Ganggesteine.

Hierher gehören die dunkelrötlichbraunen bis schwarzen Ganggesteine, die Minetten und Kersantite, welche in schmalen Gängen so häufig im krystallinen Grundgebirge vom Odenwald und vom Spessart angetroffen werden, und zwar ist die Verbreitung der Minetten auf die Bergsträsser Granite und Gneisse, diejenige der Kersantite auf die Neustädter Gneisse (siehe oben S. 347) und den gegenüberliegenden südlichen Teil des vorderen Spessart beschränkt; diese räumliche Trennung ist eine merkwürdig scharfe und eine charakteristische für den Zusammenhang zwischen Gang- und Nebengestein.

Die zum Diorit gehörigen Lamprophyre oder die **Kersantite** der genannten Gebiete sind dunkelgefärbte Ganggesteine, welche sich aus Plagioklas und Augit zusammensetzen; diesen wesentlichen Bestandteilen gesellen sich Hornblende und Biotit in wechselnden Mengen zu; accessorisch kommen Quarz, Apatit, Eisenerze, Titanit, Zirkon und Anatas vor [1]). Die Struktur dieser Gesteine ist eine porphyrische: in einem Grundteig von kleinen Plagioklasleistchen liegen die übrigen Mineralien als Einsprenglinge ausgeschieden; die Gangmitte pflegt körniger zu sein, als die stets dichteren und deutlicher porphyrischen Salbänder. Häufig sind grössere Orthoklase, Quarze und Brocken des durchbrochenen Gneisses als fremde Körper, gelegentlich in ziemlich grosser Anzahl in dem Ganggesteine eingeschlossen.

Die chemische Zusammensetzung dieser zum Diorit gehörigen Lamprophyre ersieht man aus der unten mitgeteilten Analyse IX, S. 702; der Kieselsäuregehalt eines Kersantits aus der Mitte eines Ganges vom Stengerts bei Gailbach im südlichen Spessart beträgt 56,99 %, des nebenliegenden Dioritgneisses 56,68 %.

Diese Kersantite finden sich nur am Breuberg bei Neustadt an der Mümling im hinteren Odenwalde und in dem diesem Gebiete auf der rechten Mainseite gegenüberliegenden südlichen Teil des Vorspessarts, bei den Orten Soden, Gailbach, Dörrmorsbach etc., in Gängen von verschiedener Breite, in Adern von 25—30 cm, meist in Gängen von mehreren Metern, ja bis zu 10 m Mächtigkeit, scharf abgesetzt vom Nebengestein, und zwar setzen die Gänge in diesem Ge-

[1]) C. Chelius, Die lamprophyrischen und granitporphyrischen Ganggesteine im Grundgebirge des Spessarts und Odenwalds, in N. Jahrb. Min. 1888, Bd. II, S. 67—80. Stuttgart 1888. — E. Goller, Die Lamprophyrgänge des südlichen Vorspessarts, im VI. Beilageband zum N. Jahrb. Min., S. 485—569. Stuttgart 1889.

biete ausschliesslich nur im Dioritgneiss auf, so dass ein genetischer Zusammenhang zwischen dem Dioritgneiss und dem Kersantit wahrscheinlich ist; in anderen Gesteiuen und in den übrigen Gebieten des krystallinen Odenwaldes und des Spessarts fehlen die Kersantite.

Das Streichen der Kersantitgänge im südlichen Spessart und im Neustädter Gneiss verläuft ganz regelmässig in Nord bis zu N20°W und steht ungefähr normal zum Streichen des Gneissgrundgebirges, das hier in Ostnordost streicht. Die Gänge stehen sämmtlich sehr steil, senkrecht oder wenig in West geneigt. Kleine Apophysen dringen zuweilen von dem Hauptgange in das Nebengestein ein.

Die zum Syenit gehörigen Lamprophyre oder die Minetten sind schwarze, dunkel- bis rotbraune Ganggesteine, welche im wesentlichen aus Orthoklas und Augit bestehen; hinzu kommen Biotit (zuweilen in reichlicher Menge) oder Hornblende; accessorisch sind Apatit, Titanit und Eisenerze in der Regel vorhanden. Die innere Struktur der Minetten ist eine porphyrische, indem die genannten Mineralien in einem sehr feinkörnigen Feldspatgrundteig ausgeschieden liegen; die Mitte der Gänge ist meist körniger ausgebildet, als die verdichteten Salbänder; nahe den stets scharfen Grenzen gegen das Nebengestein zeigt sich in der dichten Minette der Salbänder zuweilen eine fluidale Struktur. Gelegentlich werden abgerissene Stücke des durchbrochenen Gesteins von dem Ganggestein umhüllt.

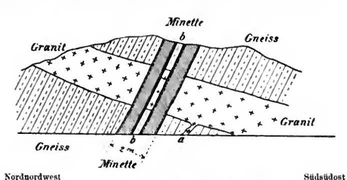
Der Kieselsäuregehalt ist entsprechend der mineralogischen Zusammensetzung bei diesen Minetten ein niedriger: 50—57 % (siehe die chemische Analyse X unten S. 702); die Menge des Kali überwiegt wegen des vorherrschenden Kalifeldspats die Menge des Natrons. Das spezifische Gewicht einer Minette aus dem Alsbacher Steinbruche am Melibocus ist 2,705.

In dem vorderen Teil des krystallinen Odenwaldes sind Minettegänge ungemein häufig: der Granitstock des Melibocus ist erfüllt mit denselben. Besonders schöne Minettegänge sind in letzter Zeit im Marmor des Hochstädter Thales bei Auerbach an der Bergstrasse vorgekommen; ein grösserer Gang von braun zerfallender, stark verwitterter Minette war schon lange im Tagebau beim Forsthaus bekannt; neuerdings wurde jedoch in der liegenden Partie der grossen Marmorlinse beim Forsthaus in den unterirdischen Bauten ganz frische schwarze Minette aufgeschlossen, welche auch in kleinen schmalen Apophysen in den Marmor eindringt und sich in dünnen Adern auskeilt, ohne an die Oberfläche des Berges zu gelangen. Auch im südlichen Teil der Bergstrasse sind die Gänge häufig [1]); sie setzen in der Regel scharf durch das krystalline Grundgebirge, wie das hier nebenstehende Profil 133 zeigt.

---

[1]) E. Cohen beschreibt eine grosse Zahl von Minettegängen aus diesem Gebiete, in W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, S. 148—177. Strassburg 1881. — Vergl. auch: H. Pauly, Ueber Minette und Glimmerporphyrite, vorzüglich im Odenwald, mit 1 Tafel Profile; in N. Jahrb. Min. 1863, S. 257—317 und S. 418—442, eine für die damalige Zeit vortreffliche und ausführliche Abhandlung über die Minetten im Odenwald, im Schwarzwald, in den Vogesen etc.

Im hinteren Teil des Odenwaldes ist die Gegend von Lindenfels und Reichelsheim bis nach Fürth und Hammelbach an der Tromm von zahlreichen Minettegängen durchschwärmt. Dagegen fehlen die Minetten den Böllsteiner und Neustädter Gneissgebieten im hinteren Odenwalde (siehe oben S. 365) und ebenso dem Vorspessart vollständig. Ob die Minette an ein bestimmtes Gestein des Grundgebirges im Odenwalde gebunden ist, konnte noch nicht festgestellt werden; echte Syenite, welche vermutlich die zu diesen Ganggesteinen gehörigen Tiefengesteine sind, besitzen im Odenwalde gegenüber den Graniten, Dioriten und Gabbros nur eine geringe Verbreitung (Syenit bildet z. B. den nördlichen Teil des Trommgranitstockes, östlich von Lindenfels).



Profil 133 (Massstab 1 : 200)

aus einem Steinbruch an der Hirschburg bei Leutershausen an der Bergstrasse:

Granitgang im Gneiss: Minettegang durch Gneiss und Granit, nach C. Chelius, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt 1888. Gneiss fällt mit 65° in Nordnordwest ein.
Granit (mit Apophyse bei a) durchbricht den Gneiss normal zur Richtung des Einfallens der Gneissschichten
Minettegang lagert konkordant zwischen den Gneissschichten und umschliesst eine abgelöste Schale von Gneiss und Granit (b).

Das Streichen der Minettegänge im Odenwald scheint eine Nord- bis Nordostrichtung einzuhalten; in der Regel stehen die Gänge senkrecht oder wenig von 90° abweichend; ihre Mächtigkeit ist eine geringe (0,5—2 m) und beträgt selten mehr als 3 m.

3) Ergussgesteine.

a. Die Diabase an der Bergstrasse.

Diabasgesteine scheinen für das Gebiet des Odenwaldes beschränkt zu sein auf den nördlichsten Teil der Bergstrasse, wo ziemlich ausgedehnte Diabaslager in der veränderten Schieferformation auf der Ludwigshöhe, im Prinzenberg, Dommerberg und den übrigen Höhen südlich von Darmstadt in langem Zuge nach Nordosten bis Rossdorf und Messel zu verfolgen sind. Diese Diabase sind grüne bis schwarze, dichte, feinkörnige und grobkörnige Gesteine, die ursprünglich aus weissen, leistenförmigen Kalknatronfeldspaten und aus dunkelgrün-

braunen Augiten bestehen; durch die oben erwähnte kontaktmetamorphe Wirkung der Diorite auf diese Diabaslager wurden die Augite meist in Uralit, in Aktinolith und in gemeine grüne Hornblende umgewandelt; accessorisch treten Apatit, Titanit, Granat und Eisenerze hinzu; die Feldspate sind häufig in Epidot verändert [1]).

Die Struktur dieser Diabase ist im allgemeinen eine massige; selten werden dieselben etwas flaserig. Neben der grobkörnigen Ausbildung der in der Regel feinkörnigen Gesteine entsteht häufig eine charakteristisch porphyrische Struktur dadurch, dass die Feldspate allein in grossen Krystallen sich aus der dichten, dunkelgrünen bis schwarzen Gesteinsgrundmasse ausscheiden. Dass diese mannigfachen Strukturformen, dass auch insbesondere Mandelsteine und Variolen sich ausbilden konnten, ist uns ein Beweis, dass wir es hier nicht mit Tiefen-, sondern mit Ergussgesteinen [2]) zu thun haben; hierzu stimmt auch die deckenförmige Lagerung dieser Diabase innerhalb der Schieferformation. Für die chemische Zusammensetzung dieser Diabase vergleiche die Analyse IV, S. 702.

b. Die Quarzporphyre bei Gross-Umstadt.

Im nördlichsten Teile des Odenwaldes, der bereits dem Spessart nahe liegt, finden wir in dem Gneissgebiete bei Gross-Umstadt ausgedehnte Quarzporphyrmassen; dieselben stimmen mit den oben (S. 297 ff.) beschriebenen Quarzporphyren der linken Rheinseite in der Saar-Nahegegend im allgemeinen überein und besitzen jedenfalls wie diese ein permisches Alter.

Wenn wir oben (S. 299) nach unserer bisherigen Kenntnis es nur für „möglich" erklären konnten, dass die Quarzporphyre im Saar-Nahegebiete Teile und Reste von ehemaligen effusiven Decken, eingeschaltet in die rotliegenden Sandsteinstufen, gewesen seien, so kann ich jetzt hier nachträglich erwähnen, dass nunmehr bei den Kartenaufnahmen der grossherzoglich hessischen geologischen Landesanstalt im westlichen Rheinhessen in der Nähe von Kreuznach durch H. Schopp eine effusive Quarzporphyrdecke zum erstenmal auch für das Saar-Nahegebiet nachgewiesen wurde: die Bergplateaus in der Umgegend von Wonsheim und Fürfeld bestehen aus einer grossen Quarzporphyrdecke, welche durch Erosion in mehrere Teile zerschnitten ist; diese Decke lagert über der unteren Stufe der oberrotliegenden Sandsteine, besitzt also ein weit jüngeres Alter, als man bisher den Quarz-

---

[1]) C. Chelius, Erläuterung zu Blatt Darmstadt der geologischen Karte des Grossherzogtums Hessen im Massstabe 1 : 25,000, S. 20—25. Darmstadt 1891.

[2]) Wir haben oben S. 260 ausgesprochen, dass die Diabaslager in der Lahn- und Dillmulde ihrer grossen Mehrzahl nach als effusive Ströme anzusehen seien. Inzwischen ist diese Ansicht bekräftigt worden durch die Entdeckung von Diabasen mit Gekröselava und mit glasigen Oberflächenstrukturen aus der Lahn- und Dillgegend; siehe hierüber die wichtige Abhandlung von R. Brauns, Diabas mit geflossener Oberfläche (Strick- oder Gekröselava) von Quotshausen und von Homertshausen im hessischen Hinterlande, in Zeitschr. der deutsch. geolog. Gesellsch., 41. Bd., S. 491—544. Mit 1 Tafel. Berlin 1889.

porphyren an der Nahe zuzuweisen geneigt war. Die mächtigen Quarzporphyre der Gans und des Rothenfels bei Kreuznach und bei Münster am Stein sind die unmittelbare Fortsetzung dieser Quarzporphyrdecke von Fürfeld-Wonsheim und sind ohne Zweifel gleichzeitig mit derselben als eine ehemals weit ausgebreitete effusive Decke entstanden; die „Kreuznacher Schichten", also die jüngsten Sandsteine des Oberrotliegenden an der Nahe (vergl. oben S. 152), lagern über der Kreuznach-Fürfelder Quarzporphyrdecke. Jetzt wird auch das oben S. 291 mitgeteilte Profil von der Nahe zwischen Kreuznach und Münster am Stein klar: die Quarzporphyrdecke schneidet westlich vom Rothenfels mit Verwerfung an den viel älteren Oberkuseler Schichten ab, während sie auf der Ostseite bei Kreuznach von den jüngsten oberrotliegenden Sandsteinen überlagert wird; zum Teil mögen diese Kreuznacher Schichten bei den späteren Gebirgsbewegungen an der spröden Porphyrmasse etwas abgerutscht sein [1]).

Für die Quarzporphyre von Gross-Umstadt war die Deckennatur von vornherein nicht wahrscheinlich, weil dieselben scheinbar eine breite Gangausfüllung zu sein schienen: erst als Chr. Vogel die schönsten Oberflächenerscheinungen des Porphyrstromes, wie man sie bisher noch kaum für Quarzporphyre kannte, entdeckt und nachgewiesen hatte [2]), konnte nicht mehr an der effusiven Deckennatur der Quarzporphyre von Umstadt und Schaafheim gezweifelt werden.

Wie bei recenten Lavaströmen sehen wir hier die Quarzporphyre an ihrer Oberfläche die eigentümlichen Warzen, Knollen und Auswüchse tragen, die man für jüngere Laven als „Gekröse" bezeichnet hat (Tafel V bei Vogel); ebenso charakteristisch sind die sogen. „Wickelschlacken", in deren Struktur wir erkennen, wie die zähflüssige Porphyrmasse sich an der Oberfläche des Stromes hingewälzt, sich überstülpt und eingewickelt hat (Tafel VI bei Vogel); auch die quergerissene und aufgeplatzte Rinde der Porphyrlava (Tafef VII, Fig. 1) ist bemerkenswert. Dabei zeigen diese Quarzporphyrstücke von der Oberfläche oder nahe der Oberfläche des Stromes sämtlich eine scharf gezeichnete und ausgeprägte Fluidalstruktur. Endlich fehlen auch nicht die für Ergussgesteine charakteristischen Aschen (mit Turmalin), Lapilli und Breccien, die zum Teil in die fluidale Porphyrlava eingewickelt sind.

Die Quarzporphyre bei Umstadt zeigen in ihrem nördlichen Verbreitungsgebiet, nämlich da, wo die Oberflächen-Erscheinungen vorhanden sind, eine feinkörnige bis dichte Grundmasse ohne Einsprenglinge; überall ist hier die fluidale Struktur zu erkennen; ebenso treffen wir hier die vulkanischen Tuffe, Lapilli und Breccien an. Dem südlichen Gebiete dagegen fehlen alle diese Erscheinungen: hier haben wir offenbar tiefere Teile der Porphyrdecke, auch wohl zum Teil den Eruptionskanal vor uns; darauf weisen kleine Apophysen des Porphyrs im durchbrochenen Gneiss, die Absonderung des Porphyrs in Säulen-

[1]) R. Lepsius, Die erste Quarzporphyr-Effusivdecke im Saar-Nahegebiete nachgewiesen, in Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 1891, S. 736.

[2]) Chr. Vogel, Die Quarzporphyre der Umgegend von Gross-Umstadt, in Abhandl. der Grossherz. hess. geolog. Landesanstalt zu Darmstadt, Bd. II, Heft 1. Mit 10 Tafeln. Darmstadt 1891.

form (Tafel I, Fig. 2 bei Vogel), und die innere Beschaffenheit des Porphyrs, der hier reich an Einsprenglingen von Quarz und Feldspat (nur Orthoklas) ist.

Der Gehalt an Kieselsäure beträgt bei dem Quarzporphyr ohne Einsprenglinge 75,53 %, bei dem mit Einsprenglingen 74,66 % (siehe die vollständige Analyse V, S. 702); das spezifische Gewicht wurde bei jenem zu 2,602, bei diesem zu 2,598 gefunden.

Das genauere geologische Alter dieser Quarzporphyre von Umstadt und Schaafheim lässt sich nicht angeben, weil dieselben nur mit der Gneissgrundlage in Berührung kommen; jedenfalls sind sie älter als der ganz nahebei anstehende Zechstein. Diese Porphyre entsprechen in jeder Beziehung denjenigen in dem linksrheinischen Saar-Nahegebiete; vermutlich werden sie daher zur Zeit des Oberrotliegenden erumpiert sein. Bei den Aufnahmen der Spezialkarten im Massstabe 1 : 25,000 wird man vielleicht auch noch ebensolche Reste von der alten Oberfläche der Quarzporphyrdecken im Saar-Nahegebiete auffinden, wie wir solche soeben von Umstadt kennen lernten.

Im südlichen Teile des Odenwaldes sind die Quarzporphyre vom Wagenberg bei Weinheim, vom Daumberg bei Wünschmichelbach und vom Oelberg, Wendenkopf, Kirrberg etc., bei Schriesheim und Dossenheim nördlich von Heidelberg bekannt [1]). Auch diese Porphyre haben jedenfalls sämtlich ein rotliegendes Alter; die rotliegenden Sandsteine und Konglomerate treten jedoch nur mit den Porphyrmassen bei Schriesheim und Dossenheim in Berührung: hier lässt sich ein älterer Quarzporphyr, der unter dem Oberrotliegenden liegt, von der ausgedehnten jüngeren Porphyrdecke unterscheiden, welche die dort allein vorhandene untere Stufe des Oberrotliegenden überlagert. Die effusiven Quarzporphyrströme vom Oelberg etc. besitzen also dasselbe Alter, wie die oben (S. 698) erwähnte Quarzporphyrdecke von Wonsheim-Fürfeld bei Kreuznach; auch sind im Saar-Nahegebiete sicher ebenso wie bei Heidelberg ältere Porphyre vorhanden, da wir dort in gleicher Weise wie hier Porphyrgerölle in den untersten Schichten des Oberrotliegenden finden. Die jüngeren Porphyre nördlich von Heidelberg werden nur vom Bunten Sandstein überdeckt, da hier sowohl die Kreuznacher Schichten als der Zechstein fehlen.

c. Die Quarzporphyre bei Messel.

Im Dieburger Walde bei Messel zwischen Darmstadt und Dieburg tritt unter den oberrotliegenden Sandsteinen eine effusive Quarzporphyrdecke hervor, welche im Mainzer Berg eine kuppenförmige Anschwellung zeigt; da der untere Teil des Oberrotliegenden hier unter dem Porphyrstrome ansteht, der obere Teil desselben den Porphyr bedeckt, so haben wir hier einen Porphyrerguss vor uns, welcher wie die oben erwähnte Quarzporphyrdecke von Wonsheim-Fürfeld un-

[1]) W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, S. 197 ff. Mit 2 Blättern geolog. Karte im Massstabe 1 : 50,000. Strassburg 1881.

zweifelhaft inmitten der oberrotliegenden Stufe erumpierte, und etwas jünger als die Grenzmelaphyre in demselben Gebiete bei Messel und Darmstadt ist.

Das Gestein ist ein typischer Quarzporphyr, rötlich bis grauviolett gefärbt, zum Teil dicht bis feinkörnig mit fluidaler Struktur und schieferiger Absonderung, zum anderen Teil reich an Einsprenglingen von Quarz (meist mit Krystallumgrenzung), von weissen oder rötlichen Feldspaten (Orthoklas und Plagioklas) und von dunklem Glimmer (eisenreicher Biotit); die porphyrische Grundmasse enthält auch einzelne Apatitkrystalle. Der Gehalt an Kieselsäure wurde für ein Stück vom Gipfel des Mainzer Berges zu 74,93 % bestimmt; ausserdem wurde viel Kali, wenig Natron, etwas Kalk und Phosphorsäure nachgewiesen [1]).

d. Die Melaphyre bei Darmstadt und Messel.

Ausgedehnte Melaphyrlager breiten sich in dem Waldgebiete zwischen Darmstadt, Frankfurt und Offenbach aus und werden hier zum Teil von den oberrotliegenden Sandsteinen bedeckt. Die grösste zusammenhängende Melaphyrdecke liegt östlich und nordöstlich von Darmstadt im Kranichsteiner Walde; dort öffnen sich die grossen Steinbrüche in der Umgebung des Glasberges, aus welchen Brüchen seit langen Zeiten die Bruchsteine für den Hausbau in Darmstadt gewonnen werden. Dass diese Melaphyre hier als Baustein verwendet werden können, deutet auf den hohen Grad von Zersetzung, in der sich die sämtlichen Melaphyre des ganzen Gebietes in mehr oder weniger hohem Grade befinden; denn die frischen schwarzen Melaphyre aus dem linksrheinischen Saar-Nahegebiete sind wegen ihrer Dichtigkeit und Schwere zum Hausbau gänzlich ungeeignet.

In der That findet man kein Stück im Bereiche dieser ausgedehnten Melaphyrlager zwischen Darmstadt und Offenbach, welches so frisch und unverwittert wäre, dass man die mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine unter dem Mikroskop mit Sicherheit nachweisen könnte: in frischeren Stücken aus der Tiefe der Steinbrüche bei Traisa lassen sich die Plagioklasleisten noch gut erkennen; ebenso sind die serpentinisierten eisenreichen Olivinkörner (selten in Krystallen) häufig noch nachzuweisen; doch sind die Augite und Reste einer glasigen Grundmasse stets völlig zersetzt und in eine dunkelgrüne undurchsichtige Zwischenmasse umgewandelt; das ursprüngliche Magneteisen ist in Eisenoxyd umgesetzt, so dass das Gestein meist rotbraun gefärbt erscheint. Kalkspat-, Dolomit- und Quarzadern durchziehen vielfach diese zersetzten Gesteine; ebenso sind die Mandel- und Drüsenräume mit Kalkspat, Dolomit, Quarz, Amethyst, Chalcedon etc. erfüllt; auch Baryt, Kupferlasur und Malachit kommen vor [2]). An

---

[1]) C. Chelius, Erläuterung zu Blatt Messel der geolog. Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1:25,000, S. 21 und 22. Darmstadt 1886.

[2]) Die Melaphyrlager zwischen Darmstadt und Frankfurt siehe auf den Blättern Rossdorf und Messel der geolog. Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1:25,000, aufgenommen von C. Chelius. Die Melaphyre auf Blatt Sachsenhausen der preuss. geolog. Karte wurden von C. Koch zum Teil fälschlich als Basalte eingezeichnet.

einigen Stellen hatte sich das Gestein so mit Roteisen angereichert, dass mehrfach Schürfe auf Eisenerz unternommen wurden.

Charakteristisch für die effusive Deckennatur dieser Melaphyre ist die stark ausgebildete Mandelsteinstruktur, welche die Ströme nahe ihrer Oberfläche und ebenso nahe ihrer Basis in der Regel besitzen.

Unter den Melaphyrströmen liegt entweder direkt das krystalline Grundgebirge (z. B. am Glasberg), oder es schieben sich noch rotliegende Konglomerate ein, welche den unteren Thonsteinen Grebes im Saar-Nahegebiete entsprechen; wir haben daher hier im Waldgebiete zwischen Darmstadt, Frankfurt und Offenbach sogen. „Grenzmelaphyre" vor uns (vergl. oben S. 290).

Chemische Analysen von älteren Eruptivgesteinen aus dem Odenwald und von der Bergstrasse.

	I	II	III	IV	V
SiO_2 . . .	70,84	77,53	47,37	49,11	74,66
Al_2O_3 . .	13,85	13,21	14,65	18,38	11,49
Fe_2O_3 . .	2,85	2,62	13,74	2,21	2,02
FeO . . .	—	—	Spur	4,80	—
MnO . . .	—	—	4,69	—	0,08
CaO . . .	3,02	1,80	13,27	13,05	0,44
MgO . . .	3,01	0,36	0,51	6,49	0,10
Ka_2O . . .	5,30	4,25	1,29	1,41	8,68
Na_2O . . .	0,44	0,25	3,58	3,63	1,69
H_2O . . .	0,79	0,16	1,09	1,30	0,74
P_2O_5 . . .	—	—	—	—	0,07
TiO_2 . . .	—	—	—	—	—
CO_2 . . .	—	—	—	—	—
Summen:	100,10	100,18	100,19	100,38	99,97
Spez. Gew.:	2,661	2,636	2,8	2,926	2,598

	VI	VII	VIII	IX	X
SiO_2 . . .	76,95	66,86	49,42	57,33	57,37
Al_2O_3 . .	13,26	17,41	18,12	14,06	13,84
Fe_2O_3 . .	1,38	0,40	5,41	2,07	2,44
FeO . . .	—	1,27	9,60	3,59	3,44
MnO . . .	Spur	0,73	—	0,09	Spur
CaO . . .	1,22	5,37	8,65	5,68	5,33
MgO . . .	0,48	0,51	3,16	3,55	6,05
Ka_2O . . .	4,17	3,69	1,27	6,32	4,47
Na_2O . . .	2,18	1,21	2,57	3,34	1,53
H_2O . . .	0,35	0,24	1,80 (Glühverlust)	3,08	3,17
P_2O_5 . . .	—	0,51		—	0,37
TiO_2 . . .	—	0,97	—	1,05	FeS : 1,13
CO_2 . . .	—	0,82	—	—	0,66
Summen:	99,99	99,99	100,00	100,16	100,00
Spez. Gew.:	2,516	2,655	—	—	2,54

I. Granit von Darmstadt (Kapellplatz), nach R. Lepsius, Materialien zur geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Hessen, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, 1881, S. 6.

II. Porphyrische Apophyse desselben Granites, Quarzporphyrgänge im Diabas auf der Marienhöhe südlich Darmstadt, nach R. Lepsius, daselbst S. 8.

III. Gabbro vom alten Eichberg bei Waschenbach, nordöstlich vom Frankenstein an der Bergstrasse, nach C. Chelius, Erläuterung zu Blatt Rossdorf, S. 98. Darmstadt 1886. Vergl. auch die Analysen der Gabbros vom Frankenstein, oben, S. 369, Anmkg. 2.

IV. Diabas vom Herrgottsberg bei Darmstadt, nach R. Lepsius, Notizblatt 1881, S. 6.

V. Quarzporphyr von Gross-Umstadt im nördlichen Odenwalde, nach Chr. Vogel, Abhandl. der grossherzogl. hess. geologischen Landesanstalt, Bd. II, Heft 1, S. 49. Darmstadt 1891.

VI. Aplit, rötlicher, mittelkörniger Ganggranit, vom Bohnstädtberg südlich Niederramstadt bei Darmstadt, nach C. Chelius, Erläuterung zu Blatt Rossdorf, S. 54. Darmstadt 1886.

VII. Granitporphyr, Gang im Gneiss am Schlossberg bei Nieder-Modau im vorderen Odenwalde, nach C. Chelius, Blatt Rossdorf, S. 44. Darmstadt 1886.

VIII. Malchit aus dem Weidenthal bei Zwingenberg am Melibocus, nach G. Bischof, Chem. u. physikal. Geologie, Bd. III, S. 358. Bonn 1866.

IX. Kersantit (mit Einschlüssen), Gang im Dioritgneiss bei Gailbach im südlichen Vorspessart, nach E. Goller, a. a. O. 1889, S. 566.

X. Minette, aus der Gangmitte, aus dem Kirschhäuser Thal oberhalb Heppenheim an der Bergstrasse, nach R. Lepsius, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, 1881, S. 20.

Aeltere Eruptivgesteine im Schwarzwalde.

1) Tiefengesteine.

Wir haben oben S. 376 angegeben, dass im allgemeinen vier grössere Granitmassive im krystallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes ausgeschieden werden; ausserdem findet man in den ausgedehnten Gneissgebieten dieses Gebirges eine grosse Anzahl von kleineren Granitstöcken und zahlreiche Granitgäuge; nur ein kleiner Teil der Schwarzwälder Granite ist bis jetzt näher untersucht worden.

Das nördliche grosse Granitmassiv enthält im ganzen Murgthale bis hinab nach Gernsbach und nach Südwesten am Westrande des Gebirges entlang oberhalb Bühl, Achern, im Renchthale bei Oberkirch bis zur Kinzig bei Offenburg vorwiegend einen normalen, grob- bis mittelkörnigen, ziemlich einförmigen Granit, der aus fleischrotem Orthoklas, schwarzem Biotit und rauchgrauem Quarz zusammengesetzt ist; daneben erscheinen grünlichweisser Oligoklas und accessorische Hornblende, Apatit, Zirkon, Turmalin, Pinit (Pseudomorphosen nach Cordierit), wenig Eisenerze. Dunkle, glimmerreiche, basische Ausscheidungen (meist Hornblende und Plagioklas enthaltend) sind recht häufig anzutreffen. Durch gross ausgeschiedene Orthoklase erscheint der Granit in gewissen Teilen dieses Gebietes, besonders im oberen Murgthale bei Schönmünzach, porphyrartig ausgebildet. Die pinitführenden

Regionen dieser Granite sind nach A. Sauer [1]) wenigstens im südlichen Teile des grossen Massives bei Gengenbach auf die Kontaktzonen gegen den Gneiss beschränkt.

Die chemische Zusammensetzung des normalen Granits aus dem nördlichen Schwarzwalde (Analyse I, S. 715) zeigt ein nicht sehr saures oligoklasführendes Gestein an.

Als eine besondere syenitartige Randfacies des normalen Granits bei Durbach beschreibt A. Sauer in der citierten Abhandlung eine porphyrische Ausbildung desselben als „Durbachit"; in dieser Randfacies verändert sich der Granit in der Weise, dass der Quarz an Menge sehr zurücktritt, das Gestein demnach vorherrschend aus Orthoklas und Biotit besteht; daneben treten accessorisch auf: Hornblende, Plagioklas, Apatit, Titanit und Zirkon. Grosse Orthoklase scheiden sich porphyrartig als Einsprenglinge (2—3 cm gross) aus der feinkörnigen Feldspatgrundmasse aus; dabei sind die grossen, tafelförmigen Orthoklaskrystalle (Karlsbader Zwillinge) meist parallel zu einander angeordnet. Die chemische Analyse (II, S. 715) erweist entsprechend der besonderen mineralogischen Beschaffenheit dieser Randfacies eine weit basischere Zusammensetzung als der normale Granit [2]).

Der Durbacher Granit schneidet in ziemlich gerader Linie von Südwest nach Nordost an den anliegenden Gneissen ab, nur im Norden greift er mit drei grossen Apophysen tief in die Gneisse ein, und zwar verlaufen diese Apophysen parallel jener einfachen Grenze und im Nordoststreichen der Gneisse (siehe die Kartenskizze bei A. Sauer S. 235).

Das Triberger Granitmassiv liegt auf der Ostseite des krystallinen Schwarzwaldes und erstreckt sich aus dem oberen Kinzigthale über Hornberg und Triberg bis auf den Rohrhardsberg und Briglirain; seine lange Westgrenze verläuft ebenfalls im Streichen der anliegenden Gneissgebiete von Nordost nach Südwest. Das vorherrschende Gestein ist ein grobkörniger Granit von gleichförmiger Ausbildung, aus hellgrauem Quarz, aus weissem oder rötlichem Orthoklas und aus schwarzem Biotit zusammengesetzt; neben diesen wesentlichen Bestandteilen erscheinen: Plagioklas, Zirkon, Apatit, wenig Eisenerze [3]). Zuweilen erlangt der Granit ein porphyrartiges Aussehen durch gross ausgeschiedene Einsprenglinge von Orthoklaskrystallen; häufig sieht man die bekannten glimmerreichen basischen Ausscheidungen im normalen Granite, welche wohl als erste Krystallisationen aus dem heissflüssigen Magma (wie die Olivinbomben im Basalt) aufzufassen sind. Dieser Triberger Granit ist demnach von der gleichen Beschaffenheit wie der soeben erwähnte Durbacher Granit; auch der Kieselsäuregehalt des Triberger Granites

---

[1]) A. Sauer, Der Granitit von Durbach im nördlichen Schwarzwalde und seine Grenzfacies von Glimmersyenit (Durbachit), in Mittheil. der Grossherz. bad. geolog. Landesanstalt, II. Bd., S. 270. Heidelberg 1890.

[2]) Eine ähnliche syenitische Randfacies, wie diese von Sauer beschriebene bei Durbach im Schwarzwalde, umgiebt den nördlichen Rand des Granitmassives der Tromm im hinteren Odenwald nach einer vorläufigen Mitteilung, die mir C. Chelius machte.

[3]) G. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Tryberg im Schwarzwald. Mit 2 Tafeln. Im II. Beilageband zum N. Jahrb. Min., S. 585—634. Stuttgart 1883.

weicht nur in den Grenzen, die bei solchen Bauschanalysen zu ziehen sind, von demjenigen des Durbacher ab (Analyse III, S. 715).

Aus den beiden Granitmassiven des südlichen Schwarzwaldes, dem des Blauen und dem des Schluchsee, liegen noch keine genaueren Untersuchungen vor [1]); an ihrer nördlichen Grenze, die quer durch den höchsten Teil des Schwarzwaldes von Westen nach Osten, von Badenweiler über Schönau, Oberlenzkirch und Neustadt bis Vöhrenbach (westlich von Villingen) verläuft, stossen diese Granitmassive zumeist nicht direkt an die grossen Gneissgebiete des Belchen und Feldberg, sondern zwischen beide Regionen schiebt sich jene interessante und vielfach umgewandelte Zone von Kulm-Grauwacken ein, welche wir oben S. 392 erwähnt haben. Die Hornblende- und Diallaggesteine (? Diorite und Gabbros) im südlichen Schwarzwalde scheinen ausschliesslich in den Gneissgebieten des Wehra- und des Albthales zu liegen; wir haben sie deshalb vorläufig mit den Gneissen (oben S. 378) besprochen; ihre Lagerung ist noch völlig unaufgeklärt, da bisher nur Dünnschliffe von herumliegenden Blöcken beschrieben wurden.

2) Ganggesteine.

Granitische Ganggesteine, und zwar Aplite und Pegmatite, erwähnt A. Sauer aus der Gegend von Durbach bei Offenburg: wie am Melibocus ragen diese schwerer verwitternden Ganggesteine riffartig aus den leichter zerstörbaren syenitartigen Grenzgesteinen des Durbacher Granites hervor; wie im Odenwalde bestehen hier die Aplite vorherrschend aus Quarz und Orthoklas, während der Biotit zurücktritt; die mit den Apliten verbundenen pegmatitischen Ausscheidungen enthalten neben etwas Muskovit sehr häufig Turmalin, teils in rundlichen, drusigen Anhäufungen, teils in einzelnen Krystallen [2]).

Dieselben roten, zuckerkörnigen Ganggranite beschreiben G. Williams aus der Umgegend von Triberg (a. a. O. S. 596) und A. Schmidt aus dem Münsterthal von der Nordseite des Belchen; charakteristisch für die Entstehung dieser aplitischen und pegmatitischen Gänge ist die Angabe von A. Schmidt, dass dieselben in dünnen Adern (oft nur 1—10 cm) und in Gängen bis zu 2 m Mächtigkeit vereinzelt zwar in dem ganzen dortigen Gneissgebiete, in grosser Anzahl aber nur in der Nähe der dortigen Stockgranite vorkommen [3]).

Aus allen drei Gebieten werden auch granitporphyrische Gänge beschrieben; eine typische porphyrische Struktur unterscheidet diese granitischen Gänge von den stets zuckerkörnigen Apliten und den sehr grobkörnigen Pegmatiten; dabei entwickeln dieselben stets

[1]) Einige Angaben findet man in: J. Schill, Geologische Beschreibung der Umgebungen von Waldshut, in Beiträgen zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherz. Baden, 23. Heft. Karlsruhe 1866. — J. Kloos, Studien im Granitgebiet des südlichen Schwarzwaldes, im III. Beilagebande des N. Jahrb. Min., S. 1—66. Stuttgart 1884.

[2]) A. Sauer, Der Granitit von Durbach, a. a. O., S. 261. Heidelberg 1890.

[3]) Adolf Schmidt, Geologie des Münsterthals im badischen Schwarzwald. I. Das Grundgebirge, S. 119. Heidelberg 1886.

felsitische Randzonen, wie A. Sauer (a. a. O. S. 263) betont, das heisst gegen die Salbänder zu fehlen die in der Gangmitte reichlich vorhandenen Einsprenglinge von Orthoklas- und Quarzkrystallen (wenig sechsseitige Biotittäfelchen finden sich). Nördlich von Gengenbach im Kinzigthale setzen die Granitporphyre in Gängen von 2—50 m Breite bis 8 km weit sowohl durch die Granitmassive als durch die Gneissgebiete, und zwar verlaufen sie im Nordoststreichen der Gneisse. Von den älteren Autoren (Platz, Eck, Schill, Vogelgesang etc.) wurden diese Granitporphyre zu den Quarzporphyren gestellt, mit denen sie auch einige Aehnlichkeit besitzen; wahrscheinlich gehören auch hierher diejenigen Ganggesteine aus dem Gebiete des Münsterthales, welche Adolf Schmidt „Krystallporphyre“ nannte (a. a. O. II, S. 27).

Auch lamprophyrische Ganggesteine sind im krystallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes vorhanden; hierher mögen die „Glimmer-Syenitporphyre“ und die „Glimmerdiorite“ gehören, welche G. Williams aus der Triberger Gegend beschreibt (a. a. O. S. 610—624). Einige echte Minettegänge sind bekannt aus dem Granit des Albthales und aus den Gneissen bei Freiburg, am Nordabhang des Erzkasten; in der feinkörnigen Grundmasse liegt viel Glimmer (Biotit) und Orthoklas, weniger Augit [1]).

3) Ergussgesteine.

Im nördlichen Schwarzwalde ist die Umgegend von Baden-Baden reich an Quarzporphyren, deren Ergüsse mit den dort weitverbreiteten rotliegenden Konglomeraten und Sandsteinen in naher Beziehung stehen (siehe oben S. 411); gerade wie im südlichen Odenwalde, so ist auch hier bei Baden-Baden ein älterer von einem jüngeren Quarzporphyr zu unterscheiden. Der ältere Porphyr stellte das Material zu den in mächtigen Massen aufgehäuften rotliegenden Schichten, deren grobe Konglomerate, Breccien und Arkosesandsteine zum Teil aus dem krystallinen Grundgebirge, zum grösseren Teil aber aus den zerstörten Porphyrdecken aufbereitet wurden. Daher stehen die älteren Quarzporphyre nur noch an einigen Punkten in der Umgebung von Baden-Baden an (z. B. am Eingang in die Lichtenthaler Allee und an den Selighöfen am Fremersberg bis gegen Gallenbach); doch mögen auch weiter entferntere Porphyre den rotliegenden Ablagerungen Material geliefert haben.

Dieser ältere Porphyr von Baden-Baden enthält in dichter porphyrischer Grundmasse von violetter bis bräunlichgrauer Färbung zahlreiche grössere Einsprenglinge von hellgrauem Quarz, von meist kao-

[1]) Die Minette vom Rappeneck, einem nördlichen Ausläufer des Erzkasten (Schauinsland) bei Kappel wurde zuerst erwähnt von G. Leonhard, Geognostische Skizze des Grossherz. Baden, 2. Aufl., S. 51. Stuttgart 1861. — Als „Glimmerporphyrite“ führte J. Schill die Minettegänge aus dem Albthale und bei Kappel an in: Geologische Beschreibung der Umgebungen von Waldshut, S. 71 (vergl. auch daselbst die Anmerkung 1), in Beiträge zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherz. Baden, 23. Heft. Karlsruhe 1866; und ders. in: Geologische Beschreibung der Umgebungen der Bäder Glotterthal und Suggenthal, S. 52; in dens. Beiträgen, 12. Heft. Karlsruhe 1862.

linisiertem Orthoklas und von Pinit (Pseudomorphosen nach Cordierit); der Kieselsäuregehalt dieses älteren Porphyrs von Gallenbach beträgt 77,64 % [1]). Der jüngere Porphyr ist in grossen Massen vorhanden; er bildet die Berge südlich des Badener Thales, den Iwerst, die Yburg, den Leusberg etc. und die Geroldsauer Schlucht. Dieser Porphyr ist dem älteren ähnlich: in blassvioletter bis weisslicher, dichter, porphyrischer Grundmasse liegen Quarze, hellrote zersetzte Orthoklase, auch Pinit und Oosit (ebenfalls Pseudomorphosen nach Cordierit); er enthält nur 73,12 % Kieselsäure und ist demnach etwas weniger sauer als der ältere Porphyr.

Die jüngeren Quarzporphyre bei Baden-Baden haben das Rotliegende durchbrochen und lagern in mächtigen Decken über dem Oberrotliegenden; sie besitzen also dasselbe Alter wie die oben erwähnten effusiven Quarzporphyrdecken im südlichen Odenwalde, bei Gross-Umstadt und bei Kreuznach an der Nahe.

Reste von solchen Quarzporphyrdecken, welche jünger als das Rotliegende sind, finden wir vielorts im Schwarzwalde, immer in Verbindung mit rotliegenden Schichten und in der Regel überdeckt mit Buntsandstein: so in der Umgegend von Oppenau auf dem abrasierten Gneissplateau in der Höhe über dem Renchthale; oberhalb Lahr auf dem Steinfirst, Rauhkasten, auf Geroldseck [2]); nördlich vom Hünersedel bei Geisberg. Eine andere Reihe von Quarzporphyren setzt im Gneiss auf, als Stöcke, Lager und als Gänge, ohne dass man ihre Beziehungen zu rotliegenden Schichten nachweisen könnte: sehr zahlreich streichen Quarzporphyrgänge in konstanter Nordostrichtung durch das Granit- und Gneissgebiet bei Triberg (siehe die Analyse IV, S. 715) und im oberen Kinzigthale [3]); mächtige Decken und viele Gänge von Quarzporphyr liegen auf und in dem Gneiss des Münsterthales [4]) auf der Nordseite des Belchen; ebenso verbreitet sind die Quarzporphyre im Granit und in den Kulm-Grauwacken oberhalb vom Schluchsee und bei Oberlenzkirch und in den südlichsten Gneissgebieten des Schwarzwaldes, in den Umgebungen der Alb- und Wehrathäler. Genauere Untersuchungen über diese Porphyre und über ihre Lagerung fehlen uns zum Teil noch; vielleicht werden manche Quarzporphyrgänge im Schwarzwalde als Apophysen der Granitmassive erkannt werden; dass die Porphyrlager hier als effusive Ergussgesteine aufzufassen sind, zeigt ihre stetige Begleitung von Porphyrtuffen und -breccien.

---

[1]) Fr. Sandberger, Geologische Beschreibung der Gegend von Baden; mit 2 geolog. Karten; in Beiträge zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherz. Baden, 11. Heft, S. 25. Karlsruhe 1861.

[2]) H. Eck, Geognostische Karte der Umgegend von Lahr mit Profilen und Erläuterungen. Lahr 1884.

[3]) G. Williams. Die Eruptivgesteine der Gegend von Tryberg im Schwarzwald, S. 601 ff. Im II. Beilagebande des N. Jahrb. Min. Stuttgart 1883.

[4]) Adolf Schmidt, Geologie des Münsterthales im badischen Schwarzwald. II. Die Porphyre. Heidelberg 1887.

Aeltere Eruptivgesteine in den Vogesen.

1) Tiefengesteine.

Der mächtige krystalline Belchenstock der Vogesen soll, wie wir oben S. 381 erwähnt haben, zum grossen Teil aus granitischeu Gesteinen, besonders aus Graniten und Dioriten, bestehen; wie sich diese granitischen Massive zu einander und zu den Gneissregionen des Gebirges verhalten, ist bisher noch nicht aufgeklärt worden; die älteren Werke (oben S. 381, Anmerkg. 2) sind in dieser Beziehung nicht zu gebrauchen. Neuerdings haben jedoch P. Groth, H. Rosenbusch und E. Cohen aus dem nördlichsten Teile des krystallinen Grundgebirges der Vogesen, aus den Umgebungen des Leber- und Weilerthales oberhalb Schlettstadt im Unter-Elsass Mitteilungen über die Granite dieses kleinen Gebietes gemacht [1]).

Das Leberthal von Markirch abwärts bis zu seinem Ausgange aus dem Gebirge liegt in Gneissschichten eingebettet, welche auf den südlichen Höhen von dem Granitzuge des Bressoir, auf den nördlichen von den Graniten des Vogesenkammes begrenzt werden. Der Bressoirgranit ist ein grobkörniges Gestein, welches aus fleischrotem Orthoklas (meist in Karlsbader Zwillingen), weniger Quarz, und aus Glimmer (Biotit und Muskovit) besteht; der Kammgranit unterscheidet sich von diesem Bressoirgranit dadurch, dass er nur einen Glimmer, und zwar den schwarzen Biotit, in grosser Menge enthält, auch die grossen Orthoklaskrystalle porphyrartig aus der feinkörnigeren Gesteinsmasse ausgeschieden sind. Die Grenzen der beiden Granite verlaufen parallel dem Nordost-Streichen der Gneisse; Apophysen der Granite in die anliegenden Gneisse erwähnt P. Groth nicht aus diesem Gebiete. E. Cohen glaubt, dass dieser Kammgranit bei Markirch übergeht in einen hornblendeführenden Granit und sich ohne Unterbrechung fortsetzt im Vogesenkamm nach Süden bis in das Thurthal bei Oderen und Wesserling; vermutlich werden hier die genauen Kartenaufnahmen im Massstabe 1 : 25,000 noch mehrfache Trennungen verschiedenartiger granitischer Gesteine feststellen. Jedenfalls scheint der „Kammgranit“ Groths jünger zu sein als die Markircher Gneisse.

Die chemische Analyse des hornblendefreien Biotitgranites nördlich von Markirch ergiebt einen Kieselsäuregehalt von 68,27 %, während die hornblendehaltigen Biotitgranite des südlichen Vogesenkammes etwas basischer sind und 62,25—63,80 % Kieselsäure enthalten (siehe die Analysen bei E. Cohen a. a. O. S. 233 u. 236).

Nördlich dieses Kammgranites folgen bei Urbeis wieder Gneisse, dann die oben S. 396 ff. beschriebene Zone von Glimmerschiefern,

---

[1]) P. Groth, Das Gneissgebiet von Markirch; mit geolog. Karte; in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, I. Bd., 3. Heft. Strassburg 1877. — H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald; mit geolog. Karte; in dens. Abhandl., I. Bd., 2. Heft. Strassburg 1877. — E. Cohen, Das obere Weilerthal und das zunächst angrenzende Gebirge; mit geolog. Karte; in dens. Abhandl., III. Bd., 3. Heft. Strassburg 1889.

Quarziten, Phylliten, Thonschiefern etc., eine Zone von Schiefern zweifelhaften Alters, welche zum grossen Teil durch die nördlich anliegenden Granitstöcke von Hohwald und Barr-Andlau zu halbkrystallinischen Gesteinen umgewandelt wurden (vergl. das Profil 92, oben, S. 399).

Der Stock von Barr-Andlau besteht aus einem mittel- bis grobkörnigen Granit, einem Gemenge aus grauem oder rötlichbraunem Quarz, aus fleischrotem, selten farblosen Orthoklas und aus schwarzen, sechsseitigen Biotitblättchen; daneben sind weisser bis grünlicher Plagioklas, Apatit, Magneteisen, Titanit, sehr wenig Hornblende vorhanden; in diesem gleichmässig körnigen Gesteine liegen grosse Orthoklase in Karlsbader Zwillingen porphyrartig ausgeschieden [1]). Der Kieselsäuregehalt dieses Granites beträgt 68,97 % (die ganze Analyse siehe unten V, S. 715). Wie gewöhnlich enthält auch dieser Granit häufig basische Ausscheidungen, in denen neben den übrigen Granitmineralien der Biotit reichlicher ausgeschieden ist, auch Hornblende in grösserer Menge und ziemlich viel Magneteisen erscheinen; der Kieselsäuregehalt fällt in diesen primären Ausscheidungen bis auf 57,89 %, das spezifische Gewicht erhöht sich auf 2,779. Apophysen des Granitstockes von Barr-Andlau durchsetzen besonders auf der nordöstlichen Seite des Stockes die anliegenden metamorphen Schieferzonen; die Gesteine der Apophysen sind nicht porphyrisch ausgebildet, sondern besitzen ein mittleres granitisches Korn; sie enthalten mehr Plagioklas und Hornblende als der Stockgranit.

Der zweite Granitstock dieser Gegend, derjenige von Hohwald, zieht sich bis auf den höchsten Teil des Hochfeldes (1095 m über dem Meer) und weiter nach Südwesten fort bis nach Saales und über die französische Grenze bis in das Meurthethal oberhalb Raon l'Etape. Das Gestein dieses Stockes wird nirgends porphyrartig, sondern ist ein mittel- bis grobkörniger Granit, der aus gelblichweissem bis weissem Orthoklas, grauem Quarz und schwarzem Biotit besteht, welchen Hauptbestandteilen sich viel weisser bis grünlicher Plagioklas, schwarze nadelförmige Hornblende, dann Apatit, Titanit und Magneteisen zugesellen. Der Kieselsäuregehalt ist in dem Hohwaldgranit etwas geringer als in dem Granit von Barr-Andlau: er beträgt 65,81 % (die ganze Analyse siehe unten VI, S. 715); das spezifische Gewicht wird etwas höher (2,743 gegen 2,680); beide Abweichungen sind aus dem konstanten Gehalt an Hornblende in dem Hohwaldgranit zu erklären. Die basischen glimmerreichen Ausscheidungen und die Apophysen dieses Granitstockes verhalten sich ebenso bei demjenigen von Barr-Andlau; in den Apophysen vermehrt sich der Hornblendegehalt auf Kosten des Glimmers und der Plagioklasgehalt auf Kosten des Orthoklases.

Ausser diesen echten Graniten sind in dem Massive des Hochfeldes auch echte quarzführende Diorite als selbständige Stöcke im

[1]) H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald; mit 1 geolog. Kartenskizze und 2 lithograph. Tafeln; in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. I., S. 139 ff. Strassburg 1877.

Schwarzenberg und im Neuntestein bei Hohwald, als breite Gänge in der Schieferzone an der Ruine Landsberg bei Barr vorhanden; es sind dies grobkörnige normale Diorite, deren Gemengteile in der für granitische Gesteine typischen Reihenfolge auskrystallisierten:

1) Apatit, Erze, Zirkone, Titanite in wohlumgrenzten Krystallen.
2) Glimmer (Biotit), Amphibol (gemeine Hornblende) in weniger gut ausgebildeten Krystallen.
3) Plagioklas, in Krystallen.
4) Orthoklas und Quarz, erfüllen als zuletzt auskrystallisierte Bestandteile die unregelmässigen eckigen Hohlräume zwischen den übrigen Mineralien [1]).

Die unten (VII, S. 716) mitgeteilte chemische Analyse des Diorites zeigt einen sehr niedrigen Gehalt an Kieselsäure (48,9 %) und scheint ein recht quarzarmes Handstück des an sich schon basischeren Gesteins vom Schwarzenberg zur Untersuchung gekommen zu sein; auch das spezifische Gewicht ist demgemäss hoch und beträgt 2,95.

2) Ganggesteine.

In dem krystallinen Grundgebirge der Vogesen sind echte Ganggesteine (im Sinne Rosenbuschs) sehr häufig anzutreffen: die zuckerkörnigen Ganggranite oder Aplite, wie wir sie oben aus dem Odenwald kennen lernten, durchsetzen in ausserordentlicher Menge die Granitstöcke des Hochfeldes und den sogen. Kammgranit der nördlichen Vogesen; in derselben Gegend, und zwar besonders häufig in den Gneissen bei Urbeis und im Kammgranit bei Markirch, erscheinen typische Granitporphyre. Ein Aplit aus dem Kirneckthale bei Barr zeigt einen Kieselsäuregehalt von 77,34 %; der Granitporphyr eines Ganges im Kammgranit nördlich von Markirch [2]) ist wie natürlich etwas basischer mit 70,31 % Kieselsäure (siehe die Analysen VIII u. IX unten S. 716).

Ferner kommen in dem Grundgebirge der nördlichen Vogesen Gänge von Syenitporphyren vor, und zwar Hornblende-Syenitporphyre in der Umgebung vom Hohwald, bei St. Nabor unter St. Odilien und bei Saales im oberen Breuschthale; Glimmer-Syenitporphyre herrschen in den südlichen Vogesen in der Umgebung von Gerardmer, Remiremont, St. Maurice und Felleringen als der häufigere Typus solcher Ganggesteine [3]).

Am weitesten verbreitet sind jedoch in den Vogesen die Minettegänge. Hier entstand auch der Name „Minette“ für dieses Gestein, und zwar nannten Bergleute, welche in der Gegend von Framont bei

---

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 2. Aufl., S. 119. Stuttgart 1887.

[2]) E. Cohen, Das obere Weilerthal und das zunächst angrenzende Gebirge, mit 1 geolog. Karte; in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. III, Heft 3. Strassburg 1889.

[3]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 2. Aufl., S. 296. Stuttgart 1887.

Schirmeck im oberen Breuschthale das mit dem Gestein der Gänge in Verbindung stehende Eisenerz abbauten, diese Erze, wie diejenigen des Braunen Jura in Lothringen und Luxemburg (siehe oben S. 534), Minette. Philipp Voltz hat zuerst den Eisenerznamen „Minette“ auf diese lamprophyrischen Ganggesteine von Framont übertragen und in die Wissenschaft eingeführt [1]); später beschäftigten sich Daubrée, Delesse und Koechlin-Schlumberger [2]) eingehender mit diesen eigenartigen Ganggesteinen aus den Vogesen; zahlreiche Fundorte von Minettegängen in den Vogesen führt H. Pauly an [3]). Inzwischen haben wir durch die mikroskopische Untersuchung genauere Aufschlüsse über die Struktur und Zusammensetzung vieler Vogesenminetten erhalten.

Zahlreiche Minettegänge von 0,3—6 m Breite setzen in den Graniten und Gneissen der südlichen und nördlichen Vogesen, in den metamorphen Schiefern des Weilerthales, in den mitteldevonischen Grauwacken, Schiefern und Korallenkalken des Breuschthales, in den Kulmgrauwacken der Südvogesen auf; in jüngeren Schichten als Kulm wurden Minettegänge in den Vogesen nicht gefunden.

Die französischen Geologen haben sich besonders eifrig mit den Minettegängen beschäftigt, welche in einem grossen Kalksteinbruch nordwestlich von Schirmeck im oberen Breuschthale zu sehen waren: vier schmale Minettegänge (bis 1 m mächtig) durchsetzen hier den mitteldevonischen Korallenkalk; am Kontakt wurde der dichte Kalkstein in einer Entfernung von 10—20 cm entfärbt und in zuckerkörnigen Marmor (calcaire saccharoïde) durch die Hitze der aufsteigenden Minettelava umgewandelt (A. Delesse a. a. O. 1856, S. 555).

Die Gesteine dieser Gänge in den Vogesen gehören zu den orthoklasführenden Lamprophyren, also zu den Minetten; Plagioklasgesteine (Kersantite) kommen, wie es scheint, in den Vogesen gar nicht vor. Es sind dieselben schwarzen bis rotbraunen Gesteine, wie wir sie oben aus dem Odenwald kennen lernten: Orthoklas und Augit liegen in einer feinkörnigen Grundmasse, die aus denselben Mineralien besteht; Biotit oder Hornblende erfüllen reichlich das Gestein und liegen häufig neben einander in demselben Minettegang [4]). Die Hornblende ist unter dem Mikroskope braun durchsichtig. Die Augite erscheinen grün; zuweilen sind die grösseren Augite in Chlorit, Epidot oder Kalkspat, selten in Uralit umgewandelt. Daneben ist Apatit stets vorhanden,

---

[1]) Ph. Voltz, Géognosie des deux départements du Rhin, S. 54 ff. in Aufschlager, Nouvelle description de l'Alsace. Strassburg 1826—1828.

[2]) A. Daubrée, Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin (Unter-Elsass), S. 35. Strassburg 1852. — A. Delesse, Mémoire sur les roches des Vosges. Minette; in Annales des mines, 5. série, tome X, S. 517—578. Paris 1856. — J. Koechlin-Schlumberger et W. Schimper Le terrain de transition des Vosges, S. 211—237. Note sur la Minette. Strassburg 1862. — Die weiteren Litteraturangaben siehe in H. Pauly a. a. O. 1863, S. 294.

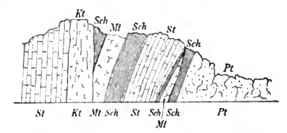
[3]) H. Pauly, Ueber Minette und Glimmerporphyrite, vorzüglich im Odenwald, S. 279—298; im N. Jahrb. Min. Stuttgart 1863.

[4]) Die Minetten, in denen Hornblende vorwiegt und der Biotit an Menge gegenüber der Hornblende zurücktritt, benannte H. Rosenbusch (Physiographie der massigen Gesteine 1887, S. 319) mit dem besonderen Namen „Vogesite“. Im Odenwalde lassen sich beide Gesteinsarten geologisch kaum voneinander trennen.

accessorisch Plagioklas, Magneteisen, Eisenglimmer, selten Quarz und serpentinisierter Olivin.

Häufig sind die Minettegänge in den Vogesen in einem sehr fortgeschrittenen Stadium der Verwitterung begriffen; die Feldspate, Augite und Hornblenden zerfallen, am längsten hält sich der Biotit; als Zersetzungsprodukte entstehen Kalkcarbonate, Quarze, Eisenkies und Brauneisen. Bei dem Verwitterungsprozesse entsteht immer eine auffallende kugelige Absonderung des Gesteins. Entsprechend ihrer mineralogischen Zusammensetzung gehören die Minetten zu den basischen Gesteinen: der Kieselsäuregehalt beträgt in einem möglichst frischen Handstück der Minette von Framont 46 % (siehe die Analyse X unten S. 716).

Bereits am Rande der Haardt, jedoch noch im Elsass gelegen und völlig übereinstimmend mit den eben beschriebenen Minetten der Vogesen sind die Minettegänge in den wahrscheinlich devonischen Schiefern und Grauwacken des kleinen Aufbruches im Lauterthal oberhalb Weissenburg bei dem Dorfe Weiler, welches Vorkommen wir oben S. 401 erwähnt haben. Die dunkelbraunen bis schwarzen Minetten bei Weiler bilden 0,3—2,5 m breite Gänge im Streichen der Schiefer; die Gesteine sind zusammengesetzt aus Orthoklas und Augit mit reichlich ausgeschiedenem Biotit; accessorisch treten Apatit, Magneteisen, Titanit hinzu; Hornblende fehlt. Die in der Regel ziemlich dichte porphyrische Grundmasse dieser Minetten löst sich unter dem Mikroskop meist in einen feinkörnigen Teig von Feldspat mit Augit und Biotit auf. Durch die leichte Verwitterbarkeit der Minette zersetzen sich die Feldspate zu Kaolin unter Ausscheidung von Kalkspat und Quarz; die Augite und Glimmer wandeln sich zunächst in Chlorit um, dann entstehen Carbonate, Quarz und Eisenerze. Die kugelige Absonderung der verwitternden Minetten tritt auch hier deutlich hervor [1]).



Profil 134
durch Grauwacken und Schiefer, in denen Gänge von Minette, Kersantit und Porphyrit aufsetzen, im Steinbruch von Weiler oberhalb Weissenburg, nach G. Linck, 1884. Taf. I, Fig. 1.

St = Grauwacken.
Sch = Thonschiefer.
Mt = Minette.
Kt = Kersantit } in Gängen
Pt = Porphyrit } in Gängen

[1]) G. Linck, Geognostisch-petrographische Beschreibung des Grauwackengebietes von Weiler bei Weissenburg, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von

Die chemische Analyse eines recht frischen Stückes der Minette von Weiler ergab 52,70 % Kieselsäure (vergl. die Analyse XI, S. 716).

Von demselben Orte beschreibt G. Linck auch Gänge von Kersantit und Porphyrit. Der Kersantit besteht aus Plagioklas und Augit mit Biotit, Apatit und Magneteisen; das dichte grünlichgraue Gestein gleicht in jeder Beziehung den dortigen Minetten. Auffallend ist es, dass hier bei Weissenburg Minette und Kersantit in ein und demselben Ganggebiete zusammen vorkommen, während diese beiden Ganggesteine drüben im Odenwalde in örtlich und geologisch streng voneinander geschiedenen Gebieten auftreten.

Der Porphyrit von Weiler enthält vorherrschend Plagioklas und Hornblende in je zwei Generationen, accessorisch und in geringer Menge Quarz, Apatit, Magneteisen und Zirkon, denen sich als Zersetzungsprodukte Kalkspat, Eisenerze, Muskovit und Chlorit zugesellen. Dieses dunkelgraue, rotbraun verwitternde Gestein ist in frischem Zustande so hart und zäh, dass es ein gutes Material für Pflastersteine abgiebt. Der Porphyritgang ist bedeutend breiter als die Minettegänge und verläuft ebenfalls im Streichen des Grauwackengebirges.

3) Ergussgesteine.

Lager von Diabas und Diabasporphyriten kommen in den Kulmgrauwacken der südlichen Vogesen in ziemlich grosser Zahl vor; Elie de Beaumont nennt diese Gesteine Melaphyr; Delbos und Koechlin-Schlumberger erwähnen dieselben als Melaphyre und Spilite [1]; näher beschrieben sind dieselben noch nicht. Vom Ballon de St. Maurice (nördlich vom Elsässer Belchen auf französischer Seite nahe der Grenze gelegen) kennt H. Rosenbusch [2]) einen Diabas, den er wegen seines Gehaltes an primärer brauner Hornblende zu den Proterobasen (siehe oben S. 264) stellt.

Aus dem Andlauthale aus der Umgegend von Hohwald in den nördlichen Vogesen beschreibt H. Rosenbusch gangförmige Massen von hornblendeführenden Diabasen, welche sowohl den Granit als die metamorphe Schieferzone (den Andalusit-Hornfels) durchsetzen [3]; es sind ziemlich grobkörnige Gesteine, die aus Plagioklas und Augit bestehen, daneben grüne und braune Hornblende, etwas Orthoklas, dann Magneteisen, Apatit, sekundär Chlorit enthalten. Der Kieselsäuregehalt beträgt 54,27 %; das spezifische Gewicht ist 2,785 (siehe die Analyse XII unten S. 716).

Elsass-Lothringen, Bd. III, Heft 1. Strassburg 1884. — Ders.: Ueber ein neues Vorkommen von Minette in Weiler bei Weissenburg, in Mitteil. der geolog. Landesanstalt von Elsass-Lothringen, Bd. I, Heft 2, S. 69. Strassburg 1887.

[1]) J. Delbos et J. Koechlin-Schlumberger, Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin (Ober-Elsass), tome I, S. 115 ff. Mühlhausen 1866.

[2]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 2. Aufl., S. 206. Stuttgart 1887.

[3]) H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer, a. a. O., S. 314 ff. Strassburg 1877.

Die den Diabasen entsprechenden porphyrischen Gesteine, die Diabas- oder Labradorporphyrite, besitzen in dem ausgedehnten Gebiete der devonischen und unterkarbonischen Grauwacken in den Südvogesen eine grosse Verbreitung; es sind Gänge und Lager, die sich im Streichen der Grauwacke oft mehrere Kilometer weit verfolgen lassen, bei einer Breite bis zu 1 km. Dass wir es hier mit Ergussgesteinen und effusiven Decken zu thun haben, erkennen wir daran, dass die Lager gegen ihre Grenzen Mandelsteinstruktur annehmen, dass sie an ihren Oberflächen zum Teil glasig erstarrt sind, dass sie häufig eine fluidale Struktur zeigen und dass sie in Verbindung stehen mit vulkanischen Tuffen und Breccien.

In der dichten porphyrischen Grundmasse der braunen Diabasporphyrite aus dem Rimbacher Thale bei Gebweiler liegen vorherrschend Einsprenglinge von Plagioklas (bis 2 cm gross); dann solche von Augit und Olivin; accessorisch kommen Orthoklas, Apatit, Magneteisen, Titaneisen, sekundär als Verwitterungsprodukte Epidot, Chlorit, Delessit, Karbonate und Quarz vor [1]).

Die chemischen Analysen von Diabasporphyriten aus der Umgegend von Gebweiler, von Thann, von Oberburbach etc. geben diesen Gesteinen einen Gehalt an Kieselsäure von 52—55 % (siehe die Analyse XIII unten S. 716); das spezifische Gewicht ist 2,748 bis 2,765.

Ziemlich häufig sind in allen Teilen der Vogesen Quarzporphyre anzutreffen, und zwar sowohl in gangförmigen Massen und Lagern im krystallinen Grundgebirge wie in Verbindung mit rotliegenden Schichten. Am bekanntesten ist die Porphyrdecke im oberen Rotliegenden im Nideckthale bei Oberhaslach am Südfusse des Schneeberges in den Nordvogesen: der Wasserfall an der sagenberühmten Burg Nideck fällt über mächtige Säulen von Quarzporphyr. Es sind dies echte rotbraune Quarzporphyre mit mikrofelsitischer Grundmasse (Felsophyre, Rosenbusch); eine nähere mikroskopische und chemische Untersuchung dieses Porphyrs wurde bisher nicht ausgeführt.

Weiter südlich liegen auf der Ostseite des Hochfeldes decken- und gangförmige Quarzporphyre, welche H. Rosenbusch (Steiger Schiefer S. 354 ff., 1877) beschreibt. Die Gänge durchsetzen den Granit von Hohwald und greifen in die umgebenden Schieferzonen ein; das Gestein besitzt in der Regel eine feinkörnige Grundmasse, aus kleinen Körnchen von Quarz und Orthoklas zusammengesetzt, und enthält in dieser Grundmasse mehr oder weniger Einsprenglinge von Quarz in Körnern und umgrenzten Krystallen, von schmutziggrünen chloritisierten Glimmerblättchen und seltenem Orthoklas; in der Grundmasse konnten auch zahlreiche leistenförmige Plagioklase nachgewiesen werden. Der Kieselsäuregehalt eines Quarzporphyrganges aus dem Hohwaldgranit beträgt 72,43 %; das spezifische Gewicht ist 2,651.

[1]) A. Osann, Beitrag zur Kenntniss der Labradorporphyre der Vogesen, in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. III., Heft 2. Strassburg 1887.

Auf dem Rosskopfe, nordöstlich von Hohwald, breitet sich eine mächtige Quarzporphyrdecke aus, deren Erguss bereits eine weitgehende Berg- und Thalbildung in dem überströmten Terrain vorgefunden haben muss, weil an einigen Stellen isolierte Klippen des Granites aus der Decke hervorragen. Das stets fleischrote Gestein ist hier in den mächtigsten Teilen des Stromes fast rein granitisch-körnig, in den peripherischen Teilen gegen die Grenze der unterlagernden Schiefer als ein typischer Quarzporphyr mit mikrofelsitischer Grundmasse ausgebildet. Vom südlichen Rande der Quarzporphyrdecke greifen einige Apophysen in die Schiefer ein, ohne dass das porphyrische Gestein sich im wesentlichen dabei ändert. Der Kieselsäuregehalt einer mittelkörnigen Varietät der Quarzporphyrdecke des Rosskopfes beträgt 76 %, einer feinkörnigen Varietät 77 %; das spezifische Gewicht jener wurde zu 2,613, dasjenige der zweiten Varietät zu 3,599 bestimmt.

Auch in den südlichen Vogesen sind Quarzporphyre in grösseren Gangmassen und in Decken ziemlich häufig, besonders in den Grauwackengebieten, welche durch die Thur, Doller und Savoureuse durchschnitten werden; ebenso auf der Westseite des Gebirges, so bei Gerardmer und Rochesson in Französisch-Lothringen. Interessant sind die Quarzporphyre mit Sphäroliten vom Rauhfels und Lüspelkopf bei Gebweiler: das Gestein besteht zum Teil aus kugeligen Aggregaten, deren Inneres radial-strahlig und konzentrisch-schalig struiert ist; die felsitische Grundmasse des Porphyrs krystallisierte hier unmittelbar vor ihrer glasigen Erstarrung zum Teil in radialstrahlig gestellten Feldspat- und Quarzkryställchen aus [1]); bei der Verwitterung des Gesteins treten die Sphärolithe deutlich hervor und der Porphyr zerfällt dann zum Teil in diese kugeligen Aggregate, welche bis zu einer Grösse von 10 mm anwachsen.

Chemische Analysen von älteren Eruptivgesteinen aus dem Schwarzwalde und aus den Vogesen.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	67,70	51,05	69,19	77,68	68,97	65,81
Al_2O_3	16,08	14,49	14,12	12,95	14,80	18,04
Fe_2O_3	5,26	4,16	1,64	0,96	2,32	4,21
FeO		4,37	1,71	0,37	0,85	0,69
MnO	—	—	Spur	—	0,01	Spur
CaO	1,65	5,11	1,58	0,30	3,81	5,06
MgO	0,95	8,16	1,66	0,21	1,15	2,14
Ka_2O	5,78	7,24	8,45	4,37	4,54	2,24
Na_2O	3,22	1,85	1,81	3,18	2,46	1,81
H_2O	—	1,05	—	0,71	0,71	1,16
$TiO_2 + ZrO_2$	0,50	1,76	—	—	0,31	—
P_2O_5	—	0,70	0,15	Spur	—	Spur
Summen:	101,14	99,94	100,31	100,73	99,93	101,16
Spez. Gew.:	—	—	2,39	2,615	2,680	2,743

[1]) D. Gerhard, Geognostisch-petrographische Mitteilungen aus dem Gebweiler Thal, II., III. Teil, 1878, 1880. Beilagen z. Programm d. Realgymnasiums zu Gebweiler.

	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
SiO_2 . . .	48,90	77,34	70,31	45,93	52,70	54,27	53,29
Al_2O_3 . .	16,03	14,26	14,94	11,88	15,07	21,29	18,87
Fe_2O_3 . .	12,52	0,94	0,24	1,17	8,41	9,04	4,09
FeO . . .	1,22	—	2,14	8,72	—	0,61	4,53
MnO . . .	0,04	—	Spur	0,47	—	0,41	—
CaO . . .	8,22	0,83	0,83	11,85	5,33	2,78	5,71
MgO . . .	6,24	0,08	1,53	9,97	7,23	4,88	2,47
Ka_2O . . .	1,17	4,82	5,61	3,28	4,81	1,41	3,66
Na_2O . . .	3,87	2,45	2,62	1,90	3,12	3,08	4,07
H_2O . . .	1,66	0,28	1,51	0,67	2,38	2,21	2,66
$TiO_2 + ZrO_2$	0,26	—	—	—	1,71	Spur	—
P_2O_5 . . .	Spur	—	—	1,66	Spur	—	—
				CO_2 2,69	—	—	—
Summen:	100,13	101,00	99,73	100,21	100,76	99,98	99,35
Spez. Gew.:	2,950	2,614	—	—	—	2,785	2,765

I. Granit (normaler Granit des nördlichen Schwarzwaldes) von Durbach bei Offenburg, nach A. Sauer, Mitteil. der bad. geolog. Landesanst. II, S. 243. Heidelberg 1890.

II. Glimmersyenit (Durbachit), Randfacies des Granites I, nach A. Sauer, daselbst S. 258.

III. Granit vom Triberger Wasserfall, nach C. Hebenstreit, Beiträge zur Kenntnis der Urgesteine des nordöstlichen Schwarzwaldes. Diss., S. 27. Würzburg 1877.

IV. Quarzporphyr, aus einem Gang im Granit am Triberger Wasserfall, nach G. Williams, II. Beilagebd. des N. Jahrb. Min., S. 609. Stuttgart 1883.

V. Granit von Barr-Andlau in den Nordvogesen, nach H. Rosenbusch, Steiger Schiefer S. 147. Strassburg 1877.

VI. Granit von Hohwald in den Nordvogesen, nach H. Rosenbusch, daselbst S. 167.

VII. Diorit (quarzarm) vom Schwarzenberg bei Hohwald in den Nordvogesen, nach H. Rosenbusch, daselbst S. 330.

VIII. Aplit, Ganggranit, aus dem Kirneckthal bei Barr in den nördlichen Vogesen, nach H. Rosenbusch, daselbst S. 278.

IX. Granitporphyr, Gang im Granit, bei Prèrebois nördlich von Markirch in den Nordvogesen, nach E. Cohen, Das obere Weilerthal, S. 251. Strassburg 1889.

X. Minette aus einem Gang in devonischer Grauwacke von Framont bei Schirmeck in den Nordvogesen, nach H. Rosenbusch, Steiger Schiefer S. 288. Strassburg 1877.

XI. Minette aus einem Gang in devonischer Grauwacke von Weiler bei Weissenburg im Unter-Elsass, nach G. Linck in Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. III, Heft 1, S. 55. Strassburg 1884.

XII. Diabas, gangförmig im Granit vom Sperberbächel im Andlanthal unterhalb Hohwald in den Nordvogesen nach H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer, S. 316. Strassburg 1877.

XIII. Diabasporphyrit, Lager in den Kulm-Grauwacken von Murbach bei Gebweiler in den Südvogesen, nach A. Osann, Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. III, Heft 2, S. 123. Strassburg 1887.

B. Die jüngeren Eruptivgesteine.

In Deutschland ist die Trennung zwischen den älteren und den jüngeren Eruptivgesteinen (siehe oben S. 257) deswegen leicht durchzuführen, weil hier die letzten Eruptivgesteine der älteren Gruppe zur Zeit des Oberrotliegenden ausbrachen, während der ganzen Trias-, Jura- und Kreidezeit aber kein einziges Eruptivgestein aus dem Erdinnern an die Oberfläche gelangte und erst in der Tertiärzeit die zahlreichen und zum Teil gewaltig grossen Eruptionen von basaltischen und trachitischen Laven begonnen haben, welche noch jetzt den thätigen Vulkanen der Erde entfliessen. In dieser jüngeren Zeit ist auch nicht mehr die Rede von Tiefen- und Ganggesteinen, wir treffen vielmehr hier nur Ergussgesteine an, und zwar Gesteine mit fein-, selten grosskrystallinen, oder mit porphyrischen oder mit teilweise glasigen Strukturen.

Die Lavaströme im Gebiete des oberrheinischen Gebirgssystemes stammen sämtlich aus der tertiären Zeit; später fanden keine Eruptionen mehr statt, wahrscheinlich weil das Meer sich zu weit von diesen Gegenden entfernt hatte. Infolge dieses tertiären Alters hat die Denudation und Erosion die eruptiven Massen bereits stark mitgenommen und zum Teil zerstört: von den tertiären Vulkanen sind häufig nur die inneren festen Kernstücke, als Basalt- und Trachytkuppen, übrig geblieben (vergl. oben S. 331); die Ströme, die Lapilli und Aschen der Kratere wurden fortgewaschen, die charakteristischen Kraterformen vollkommen vernichtet. Noch häufiger finden wir nur noch den Kanal, in welchem die Lava zum Vulkan aufstieg, in der Form von Basalt- und Trachytgängen. Nur in den grossen vulkanischen Zentren, in denen sich die Eruptionen durch lange Zeiten fortdauernd wiederholten und dadurch ganz bedeutende Eruptivmassen an die Erdoberfläche förderten, im Kaiserstuhl im Breisgau, im Vogelsberg, in der Rhön und im Habichtswalde bei Cassel ist ein Teil der Lavaströme und der Aschenmaterialien bis heute erhalten geblieben; welche gewaltige Massen von Eruptivmaterialien trotzdem auch aus diesen vulkanischen Gebirgen fortgespült worden sind, und wie gering infolgedessen heutzutage z. B. noch die Höhe des Vogelsberges im Vergleich mit thätigen Vulkangruppen wie der Aetna auf Sicilien ist, haben wir bereits oben S. 359 hervorgehoben.

a. Die Basalt- und Phonolithkegel im Hegau.

In der flachhügeligen Landschaft zwischen dem Hohen Randen, dem Ueberlinger See und der oberen Donau erheben sich auf dem tertiären und jurassischen Untergrunde auf dem Rücken der Alp zahlreiche, zum Teil schroff abstürzende Basalt- und Phonolithkuppen, welche diesem burgen- und sagenreichen, fruchtbaren, schönen Gaue den Namen „Höhengau“ verschafften. Zur obermiocänen Tertiärzeit waren hier eine grosse Zahl von Vulkanen thätig; die Kratere und Lavaströme sind zwar längst fortgewaschen, aber ausgedehnte und

mächtige vulkanische Aschenmassen und Lapilli, sowie die inneren kompakten Kerne der vulkanischen Herde und die Gangausfüllungen sind übrig geblieben. Die Eruptionspunkte liegen vorwiegend auf zwei Reihen von Süd nach Nord angeordnet: die Basaltreihe von Pfaffwiesen, Hohenstoffeln (846 m), Hohenhöwen (848 m), Neuhöwen (966 m) und Höwenegg (905 m) ist gegen 20 km lang; sie verläuft wenige Kilometer westlich von der parallelen Phonolithreihe vom Rosenegg (550 m), Hohentwiel (692 m) und Hohenkrähen (644,4 m); ebenso wie nahe westlich von diesen letztgenannten Bergen die Phonolith-Eruptionspunkte von Schoren (574 m), Gennersbohl-Staufen (595 m) und Schwintel-Mägdeberg (666 m) eine zweite nördlich ziehende Reihe bilden, so finden wir auch westlich der Hauptbasaltreihe noch mehrere Basalt-Eruptionen nördlich von Watterdingen, dann am Randen bei Riedöschingen, und endlich nördlich der Donau im Wartenberg (848 m) bei Donaueschingen [1]).

Die Basalte dieser Ausbruchstellen im Hegau stimmen mineralogisch und chemisch genau miteinander überein; ebenso die Phonolithe unter sich; daraus darf wohl geschlossen werden, dass einerseits die Basalte, andererseits die Phonolithe gemeinsamen Eruptionsherden entsprungen sind. Vermutlich entsprechen die Eruptionsreihen nordsüdlich verlaufenden Spalten, welche quer zu der grossen Haupt- und Verwerfungsspalte des südlichen Alprandes gerichtet sind.

Phonolithe.

Die Gesteine der genannten Phonolithkuppen gleichen sich sämtlich untereinander: sie sind hellgrau und gelblichgrau, in ganz frischem Zustande dunkelgrau und bläulichschwarz gefärbt. In der feinkörnigen bis dichten Grundmasse liegen zahlreiche grosse Einsprenglinge von Sanidinkrystallen (wasserhell durchsichtigem Kalifeldspat) und in geringerer Anzahl Einsprenglinge von blauem oder grünblauem Hauyn (resp. Nosean), von schwarzer Hornblende, von dunkelgrünem Augit und von gelbem bis rotbraunem Titanit. Erst unter dem Mikroskop erkennt man den zweiten wesentlichen Bestandteil der Phonolithe, den

---

[1]) Litteratur über die Basalte und Phonolithe im Hegau: J. Schill, Die Basalte und ihre Sturzwälle im Höhgau, Der Basaltgang im Granite des Hausteins im Schwarzwalde und der Nephelinfels des Hohenhöwen; mit 1 Tafel; in N. Jahrb. Min. 1857, S. 28—46. — K. v. Fritsch, Notizen über geolog. Verhältnisse im Hegau; im N. Jahrb. Min. 1865, S. 651—673. — J. Bernath, Beitrag zur Kenntniss des Noseanphonoliths vom Hohentwiel im Höhgau, Dissertation. Bern 1877. — O. Fraas, Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg, Atlasblatt Hohentwiel mit der näheren Umgebung des vulkanischen Hegau; mit geologischen Karten im Massstabe 1 : 50,000 und 1 : 6000. Stuttgart 1879. — A. Stelzner, Ueber Melilith und Melilithbasalte; mit 1 Tafel; im N. Jahrb. Min., II. Beilageband, S. 369—439. Stuttgart 1882. — Fr. Schalch, Das Gebiet nördlich vom Rhein (Kanton Schaffhausen, Höhgau und Schienenberg); 19. Liefrg. der Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Bern 1883. — Fr. Föhr, Die Phonolithe des Hegaus, mit besonderer Berücksichtigung ihrer chemischen Konstitution. Dissertation. Würzburg 1883. — U. Grubenmann, Die Basalte des Hegaus, eine petrographische Studie. Dissertation. Frauenfeld 1886.

Nephelin, welcher mit dem Sanidin und mit grünem Augit (Aegirin) die feinkörnige Grundmasse zusammensetzt; accessorisch enthalten die Hegauer Phonolithe ausserdem (mikroskopisch): Hauyn (resp. Nosean), Titanit, Magneteisen, Apatit, Melanit, Biotit und Plagioklas. Alle diese in der porphyrischen Gesteinsgrundmasse eingesprengten Mineralien erscheinen in der Regel in scharf ausgebildeten Krystallen, von denen die Hornblenden am grössten werden (im Hohenkrähen 1—2 cm grosse Krystalle); in der Reihenfolge der Mineralausscheidung krystallisierten aus dem Magma zuerst Titanit, Magneteisen und Melanit, dann Hornblende (zum Teil später wieder angefressen) und Hauyn aus, danach die grösseren Sanidine und Plagioklase; endlich die konstituierenden Mineralien der Grundmasse: Sanidin, Nephelin und Augit.

Die zum Teil leicht löslichen Mineralien (Hauyn, Nephelin, Magneteisen, Titanit, Apatit, zum Teil auch Plagioklas, sind in Salzsäure löslich) bewirken, dass die Phonolithe in der Natur unter dem auslaugenden Einflusse des kohlensäurehaltigen Regenwassers leicht verwittern; es entstehen zuerst Zeolithe (wasserhaltige Silikate, Natrolith, Analcim, Phillipsit) als Zersetzungsprodukte; bekannt sind die schönen gelben Natrolithadern im Phonolith des Hohentwiel; bei weiterer Zersetzung wird Kalkspat, Chalcedon und Hyalith (wasserhaltige Kieselsäure) erzeugt und in den Spalten und Hohlräumen abgesetzt.

Die chemischen Analysen ergeben für die Phonolithe des Hegaus einen Gehalt an Kieselsäure von 55—56 %; dabei sind die Mengen an Thonerde (19—22 %) und an Natron (7—10 %) verhältnismässig gross. Das spezifische Gewicht beträgt 2,452—2,513 (vergl. die Analyse I unten S. 757).

Bemerkenswert sind die zahlreichen Stücke von Phonolithgläsern, welche sich in den weitverbreiteten Phonolithtuffen des Hegaus überall finden: es sind graue, gelbe, rotbraune bis schwärzlich graue, rundliche Knollen, die gewöhnlich von einer erdigen, gelben Verwitterungskruste umgeben sind und überhaupt leicht verwittern; unter dem Mikroskope erkennt man in dem vorherrschenden Glase kleine Krystalle von Sanidin, Hauyn, Hornblende, Augit, Nephelin und Magneteisen; jedoch sind diese Kryställchen meistens bereits zersetzt. Ein Phonolithglas aus dem Phonolithtuff vom Hohentwiel zeigte in der Analyse den hohen Kieselsäuregehalt von 73,45 %, bei 3,94 % Natron- und 0,79 Kaligehalt; das spezifische Gewicht des Glases betrug 2,221 (alle vulkanischen Gläser sind etwas leichter als die zugehörigen auskrystallisierten Gesteine, weil die Moleküle im Krystall dichter gelagert sind, als im amorphen Glase). Unzweifelhaft sind die rundlichen Stücke von Phonolithglas als vulkanische Bomben bei den einstigen Eruptionen der Phonolithvulkane zugleich mit den Aschen und Tuffen, in denen sie jetzt liegen, ausgeschleudert worden; die ganz analogen Stücke von Basaltgläsern finden sich z. B. in den vulkanischen Tuffen des Vogelsberges.

Die mächtig aufgehäuften Phonolithtuffe verbreiten sich in ungeheuren Massen nicht allein in der nächsten Umgebung der Phonolithkuppen im Hegau, sondern bis weit nach Süden und Südosten, bis zu

den Nordabhängen des Schienerberges[1]; sogar auf der Höhe des Schienerberges, bei Oberwald und in der Nähe der Oeninger Schieferbrüche (vergl. oben S. 572) ist Phonolithtuff im obermiocänen Süsswassermergel nachgewiesen; ebenso haben wir oben S. 582 erwähnt, dass in den Phonolithtuffen des Hegau eine kleine Fauna von Landtieren und Pflanzenreste vorkommen, welche einen obermiocänen Charakter tragen, so dass das obermiocäne Alter der Basalt- uud Phonolith-Eruptionen des Hegaus nicht zweifelhaft sein kann.

Der Phonolithtuff im Hegau ist eine feinerdige bis grobkörnige, teils hart verkittete, teils sandig zerfallende Gesteinsmasse, welche leicht verwittert und einen fruchtbaren Boden abgiebt; im frischen Zustande sind die Tuffe hellgrau, grünlichgrau bis schwarzgrau gefärbt, bei der Zersetzung nehmen sie eine gelbliche bis bräunliche, eisenschüssige Farbe an. Mineralogisch besteht der Tuff aus zerbrochenen Stückchen der Mineralien des Phonolithes, aus Splittern und Blättchen von Sanidin, Biotit, Hornblende, Augit und Titanit, sowie aus den vorherrschenden, völlig zersetzten, glasigen Aschenteilchen der Phonolith-Eruptionen. Ausserdem umschliessen die Tuffe stets eine grosse Zahl von Bruchstücken fremdartiger Gesteine, welche von der in den Spalten der Erdkruste aufsteigenden Lava in der Tiefe abgerissen, als Bomben bei den Ausbrüchen aus den Kratern ausgeschleudert worden sind; unter diesen Bomben wiegen Stücke von Jurakalk und Molassesandstein vor; daneben erscheinen viele Stücke von Graniten nud Gneissen, deren Typen im naheliegenden südlichen Schwarzwalde wiederzuerkennen sind. Die Tuffe sind entweder massig (Bruch am Rosenegg), oder sie erscheinen ungleichförmig geschichtet (Ofenbühl beim Mägdeberg); die verworrene Schichtung rührt her von der allmählichen Aufhäufung der aus den Krateren im Laufe der Zeit ausgeworfenen Aschenmassen in den obermiocänen Süsswasserseen dieser Gegend. In der Nähe der Phonolithkegel fallen die Tuffschichten im allgemeinen vom Kegel mantelförmig nach aussen hin ab (bis 30°), so dass wir wohl in dieseu Tuffmassen zum Teil noch Reste der lockeren Anhäufungen der alten Kraterwälle zu erkennen haben.

Der Phonolithtuff vom Hegau lässt sich ebenso gut zu hydraulischem Mörtel verwenden, wie der Trass (Trachyttuff) aus dem Brohlthale am Niederrhein (oben S. 324). Die Tuffe werden von den diluvialen, zum Teil glacialen Ablagerungen der Bodenseegegend überlagert.

Basalte.

Wie die Phonolithe, so sind auch die Basalte im Hegau an den genannten Punkten nur in kleinen Massen vorhanden; im breitesten Basaltkegel dieser Gegend, im Hohenstoffelu, finden wir nur drei kleine,

---

[1] Eine genaue Kartenaufnahme des Hegau fehlt noch; ausser der oben erwähnten württembergischen Karte der Umgebung des Hohentwiel sind die vulkanischen Kegel des Hegau nur dargestellt von F. Schalch auf Blatt IV (Frauenfeld—St. Gallen) der geolog. Karte der Schweiz im Massstabe 1 : 100,000. Bern 1883.

voneinander isolierte Basaltvorkommen im Basalttuffe, welch letzterer den bei weitem grösseren Teil des Berges zusammensetzt; auch im Hohenhöwen ist der eigentliche feste innere Basaltkern nicht bedeutend; die übrigen Fundstellen von festen Basalten sind noch kleiner und zum Teil wohl nur als Gänge anzusehen, deren Effusivmaterialien längst fortgewaschen wurden. Die grossen Anhäufungen von Basaltblöcken in unmittelbarer Nähe einiger Basaltkegel, besonders am Hohenstoffeln und am Hohenhöwen, möchte J. Schill (a. a. O. 1857) als „Sturzwälle" ansehen; zum Teil mögen sie auch wohl diesen Ursprung haben; zum anderen Teil könnten es Reste von ehemaligen Basaltströmen sein.

Die Basalte der angegebenen Punkte im Hegau besitzen alle dieselbe mineralogische Zusammensetzung: die vorherrschenden Bestandteile sind Augit, Melilith und Olivin; daneben ist Magneteisen stets in grösserer Menge vorhanden; untergeordnet erscheinen Perowskit, Nephelin, Biotit, Chromeisen oder Picotit, selten Apatit und Hauyn. Die dichte porphyrische Grundmasse besteht aus Augit und Melilith, wenig Nephelin; die Reihenfolge in der Auskrystallisierung der Mineralien ist: zuerst Magneteisen, Perowskit und Chromeisen (resp. Picotit); dann Olivin, Apatit und Biotit; danach die eingesprengten Augite und Melilithe, zuletzt die feinkörnige Grundmasse. Eine glasige Ausbildung wurde bisher bei diesen Melilithbasalten des Hegaus nicht beobachtet, ein Beweis, dass man Stücke von den ehemaligen Stromoberflächen (oder Unterflächen) noch nicht gefunden hat. Die Struktur der Basalte ist teils ziemlich dicht, teils eine feinkörnige, selten eine grobkörnige doleritische (nur in unregelmässigen Partieen und in Adern). Auch poröse, schlackige und grossblasige (mandelsteinartige) Varietäten kommen vor; dieselben sind aber in der Regel stark zersetzt.

Ueberhaupt sind die Hegauer Basalte vermöge ihrer konstituierenden, verhältnismässig leicht löslichen Mineralien mehr oder weniger stark verwittert; in den Hohlräumen und Spalten entstehen Zeolithe, Kalkspat, Aragonit, Sphärosiderit, Brauneisen und andere sekundäre Mineralien.

Nach ihrer chemischen Zusammensetzung sind die Melilithbasalte des Hegaus recht basische Gesteine: der Gehalt an Kieselsäure beträgt nur 36—38 %; durch die vorherrschenden kalk- und magnesiahaltigen Mineralien (Augit, Olivin, Melilith) erhöhen sich die Mengen von Kalk auf 9—10 %, von Magnesia auf 14—18 % (vergl. die vollständige Analyse II unten S. 757). Das spezifische Gewicht dieser Basalte ist 2,946—3,078, ein verhältnismässig hohes spezifisches Gewicht.

Die Absonderung der Basalte in Säulen ist ziemlich gut zu sehen auf dem höchsten Gipfel des Hohenstoffeln; noch schärfer ausgebildet sind die Basaltsäulen der „Steinröhren" bei Riedöschingen und am Wartenberg bei Donaueschingen. Hier im Wartenberg, der streng-genommen schon ausserhalb des Hegaus liegt, durchbricht der Basalt in mehreren Gängen den Braunen Jura: die übrigen Basalte im Hegau setzen im Weissen Jura, in der auflagernden „Juranagelfluhe" und in der obermiocänen Süsswassermolasse auf; so stehen z. B. am Nordostfusse des Hohenhöwen bei Anselfingen die Massenkalke des

obersten Weissen Jura (Zone des Pteroceras Oceani) an; darauf folgen Molassesandsteine mit grober, gelbbrauner Nagelfluhe; ferner graue und rotgelbe Mergel mit Gipsbänken, in denen die oben S. 582 angegebenen obermiocänen Fossilien vorkamen; endlich mächtige Basalttuffe mit Basaltblöcken und mit den festen anstehenden Basaltmassen auf dem Gipfel des Berges.

Die **Basalttuffe** umlagern fast alle die genannten Basaltpunkte im Hegau und liegen in besonders grossen Massen angehäuft im Hohenstoffeln und Hohenhöwen; die festen Basalte stecken in den Tuffmassen derartig drin, dass ein grosser Teil dieser Tuffe, Schlackenagglomerate, Lapilli, Breccien und Blöcke wohl den ehemaligen Krateren und Vulkanen der Basalt-Eruptionen angehören muss. Auch über die Basaltkegel hinaus verbreiten sich die basaltischen Tuffe in Ablagerungen, welche bei den vulkanischen Ausbrüchen weiter hinausgeschleudert wurden in den obermiocänen Süsswassersee. Am besten zu beobachten sind die Tuffe in den grossen Abrutschflächen auf der Ostseite des Hohenhöwen; das Agglomerat der Basaltschlacken ist hier noch so typisch ausgebildet, als ob man den Kraterwall eines noch thätigen Vulkanes vor sich hätte: schlackige Lapilli und rundliche Bomben, Lavathränen, seilförmig ausgezogene Lava und Gekröselava liegen hier in allen Grössen in einer feinkörnigen bis dichten, rotbraunen und thonig zersetzten Basaltasche [1]).

In den feinerdigen, stark zersetzten Tuffen findet man in grosser Zahl mikroskopisch kleine und auch oft makroskopisch sichtbare Krystalle der konstituierenden Mineralien des Basaltes, von Augit, Olivin, Melilith, Nephelin, Magneteisen — alle in verschiedenen Stadien der Verwitterung begriffen; selten kommen Stücke von schwarzer, glänzender, sogen. basaltischer Hornblende in den Tuffen vor. In der gleichen Weise, wie in den Phonolithtuffen, liegen auch in den Basalttuffen zahlreiche Auswürflinge von Jurakalksteinen und von den granitischen Gesteinen des in der Tiefe lagernden krystallinen Grundgebirges.

Dass zu der rotbraunen, erdigen Masse der Tuffe auch viele ursprünglich glasige Basaltstückchen beigetragen haben, macht die Beobachtung von U. Grubenmann wahrscheinlich, nach welcher der Basalttuff vom Osterbühel bei Leipferdingen noch frische Reste von Basaltglas enthält: in den fast schwarzen, feinerdigen Basalttuffen dieses Fundortes liegen Stücke von amorphem Glas, in dem Olivineinsprenglinge, dann mikroskopisch Augit, Magneteisen, Perowskit, auch Melilith und Nephelin zu erkennen sind. Diese Basaltgläser entsprechen den oben erwähnten Phonolithgläsern derselben Gegend; in ähnlicher Weise stecken die Basaltgläser im Basalttuffe an der Sababurg im Reinhardtswalde nördlich von Cassel oder bei Ostheim in der Wetterau und bei Bobenhausen im Vogelsberge.

[1]) K. v. Fritsch, Notizen über geologische Verhältnisse im Hegau, N. Jahrb. Min., S. 653. Stuttgart 1865.

b. Basalte auf der schwäbischen Alp.

In der weiteren Umgebung von Urach sind auf dem Juraplateau der schwäbischen Alp und in deren Nordabhängen eine Anzahl von Basaltpunkten bekannt, welche sich nach Süden bis Engstingen, nach Osten bis Feldstetten, nach Norden bis an den Rand des Plateaus und hinab bis gegen Metzingen und Kirchheim verbreiten[1]; mehr als hundert verschiedene Punkte von gangförmigen Basalten, von Basalttuffen und -breccien sind auf den Blättern Kirchheim und Urach der württembergischen geologischen Karte im Massstabe 1 : 50,000 eingezeichnet, einige auch noch auf den anliegenden Blättern Blaubeuren und Göppingen; im ganzen verteilen sich diese Vorkommnisse auf einen Flächenraum von ungefähr 20 Quadratmeilen. Auf der Höhe des Alpplateaus liegen die Basalte und Basalttuffe meist flach unter der Oberfläche oder trichterförmig eingesenkt in die festen Kalke des Weissen Jura; hier auf der wasserlosen Hochfläche sind die thonig zersetzten Tuffe die Wassersammler und wurden daher auf ihnen häufig die Dörfer erbaut. Nur der Basalt vom Eisenrüttel (847 m) bei Dottingen ragt etwas kuppenförmig über seine nächste Umgebung hervor.

Dagegen bilden die Basaltpunkte am Nordabhange der Alp in der Regel steilere Kuppen oder riffartige Wälle; von den Bewohnern werden diese Basalthügel „Bühl“ oder „Bohl“, diminutiv „Bolle“ genannt; dieselben sind wohl dadurch entstanden, dass die basaltischen Gangausfüllungen der Denudation einen etwas stärkeren Widerstand leisten, als die Schichten des Lias und des Braunen Jura; besonders die Landschaft in der Gegend bei Metzingen und Weilheim erhält durch die zahlreichen Basalthügel einen eigenartigen Charakter.

Der feste Basalt kommt in dieser Gegend fast nur in schmalen Gängen oder in Blöcken vor; auch die etwas grössere Basaltmasse des Eisenrüttel gehört wohl einem etwas breiteren Gang an. Der breiteste basaltische Berg, der Jusiberg über Kohlberg bei Metzingen, besteht ebenfalls vorherrschend aus Basalttuff, in welchem einige 1—6 m breite Gänge von festem Basalte aufsetzen.

Die mineralogische Zusammensetzung fast aller Basalte aus diesem Gebiete auf der Alp und am Abhange derselben ist stets die gleiche und stimmt mit derjenigen der Basalte des Hegaus überein: A. Stelzner hat diese Gesteine zuerst als Melilithbasalte erkannt; er untersuchte die Basalte vom Hochbohl am Nordwestfusse der Teck südlich von Kirchheim, des nahegelegenen Bölle bei Owen, vom Neuhauser Wein-

---

[1]) A. v. Quenstedt, Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Blatt Urach. Stuttgart 1869. — C. Deffner, Begleitworte zu derselben Karte, Blatt Kirchheim. Stuttgart 1872. — F. Zirkel, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine, S. 43 und 173. Bonn 1870. — H. Möhl, Die Basalte der Rauhen Alp; in Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg, 30. Jahrg., S. 238—270; mit 1 Tafel. Stuttgart 1874. — A. Stelzner, Ueber Melilith und Melilithbasalte, im N. Jahrb. Min., II. Beilageband, S. 369—439. Stuttgart 1883. — K. Endriss, Geologie des Randecker Maars und des Schopflocher Riedes; mit geolog. Karte und Profilen; in Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch., 41. Bd., S. 83—126. Berlin 1889.

berge bei Metzingen, aus dem Walde Buckleter am Westabhange des Etzenberg unterhalb Urach, vom Sternberg (844 m) bei Gomadingen an der Lauter, vom Dietenbühl bei Gruorn, alles Basalte aus Gängen in der Uracher Gegend. Nur das Gestein vom Eisenrüttel bei Dottingen bleibt ein echter Nephelinbasalt; in dem Basalt vom Neuhauser Weinberge ist neben dem vorherrschenden Melilithe eine grössere Menge von Nephelinkrystallen enthalten. Auch in diesen Melilithbasalten der Rauhen Alp bildet der Perowskit einen konstanten Bestandteil.

Die chemische Analyse des Hochbohler Melilithbasaltes teilen wir unter Nr. III unten S. 757 mit; der Kieselsäuregehalt beträgt hier nur 33,89 %, das spezifische Gewicht 3,04.

Die geologische Lagerung dieser Basalte in der Gegend von Kirchheim und Urach und der zu denselben gehörigen Tuffe bedarf vielfach noch einer näheren Untersuchung; insbesondere sind die Angaben, nach welchen die Basalttuffe zum Teil als Gänge im Jurakalke liegen sollen, wohl zu berichtigen, da die ejektiven Tuffmassen ihrer bekannten Entstehung nach nicht eruptive Gänge, sondern nur subaërische oder submarine (resp. sublimnische) Ablagerungen bilden können.

Eine genauere Beschreibung besitzen wir nur vom Randecker Maar durch die angegebene Abhandlung von K. Endriss: es ist dies eine 60 m tiefe kesselförmige Einsenkung von 1000 m Durchmesser am Nordrande des Juraplateaus über Weilheim bei Kirchheim, in der Höhe von 740 m über dem Meere. Dieser Explosionskrater, der in der That am besten mit einem Maare der Eifel (siehe oben S. 328 ff.) verglichen wird, wie zuerst C. Deffner (a. a. O. S. 30 ff.) ausführte, ist vorwiegend erfüllt mit Basalttuff, Lapilli und mit den ausgeworfenen Trümmern der unterlagernden Kalksteine des Weissen Jura (Massenkalke der Zone des Pteroceras Oceani), vermischt mit Trümmern der tieferliegenden Jurastufen; diese Ejektionsbreccien zeigen eine undeutliche Schichtung oder Schotterung. In diesen Basalttuffen sind Fossilien gefunden worden, und zwar unter anderen:

Helix phacodes Thom.
— crebripunctata Sdbg.
— pachystoma Klein.
Clausilia antiqua Schübl.

Das sind Landschnecken, welche die untermiocäne Stufe charakterisieren.

Ueber den 8—10 m mächtigen Ejektionsbreccien lagern im Randecker Maare bituminöse Mergelschiefer, braune Blätterkohle und Kalktuffe von 10—15 m Mächtigkeit; zum Teil sind diese Süsswasserschichten verkieselt, ihre Spalten und Hohlräume mit Chalcedon- und Opalausscheidungen angefüllt. Diese Mergelschiefer sind erfüllt von Pflanzenresten (vorherrschend Blätter, welche die Papier- und Blätterkohle zusammensetzen), mit Diatomeen und Ostracoden; auch Insekten und eingeschwemmte Landschnecken sind häufig. Flora und Fauna dieser Süsswassermergel stimmen überein mit der obermiocänen Lebewelt von Oeningen.

Ganz denselben Bau wie das Randecker Maar zeigt das 800 m weiter südlich gelegene Schopflocher Ried: auch dieser Explosionskessel im Weissen Jura ist ausgefüllt mit Ejektionsbreccien, mit Süsswassermergeln, und schliesslich mit jüngsten Torfbildungen.

Diese beiden kleinen Maare sind uns typische Vorbilder für die Entstehung der beiden viel grösseren Explosionskessel des Steinheimer Beckens und des Ries bei Nördlingen. Wir erkennen im Randecker Maare deutlich dieselbe Reihenfolge in der Entwickelung der vorliegenden geologischen Erscheinungen: zuerst wurde durch eine vulkanische Eruption der trichterförmige Kessel im Weissen Juraplateau ausgeblasen; die von den Wasserdampfmassen herausgeworfenen Trümmer der Juragesteine und der Lapilli und Basaltaschen häuften sich zunächst in dem Trichter an; dann füllte sich die kesselförmige Vertiefung mit einem Süsswassersee („Maar") an, und nun lagerten sich zur obermiocänen Zeit Blätterkohlen, Mergelschiefer und Kalktuffe ab; zugleich waren noch als letzte Reste der ehemaligen vulkanischen Thätigkeit heisse Quellen im Grunde des Trichters vorhanden, welche Kieselsäure absetzten. Das Randecker Maar wurde schliesslich durch ein Bachthal angeschnitten, während das Schopflocher Ried versumpfte und mit Torf zugewachsen ist.

Die Basaltstücke (Lapilli) der Ejektionsbreccien dieser beiden Maare bestehen nach K. Endriss aus typischem Melilithbasalte; aus dem Magma schieden sich zumeist Magneteisen, Picotit und Perowskit aus, dann reichlich Olivin in Krystallen; endlich Augit und Melilith. Die feinkörnigen Tuffe sind zumeist stark verwittert und haben sich Serpentin, Kalkspat, Aragonit und Chalcedon sekundär gebildet. Dieselbe mineralogische Zusammensetzung, wie diese Randecker Breccien, besitzen die meisten der von K. Endriss näher untersuchten Basalttuffe von der Rauhen Alp in dieser Uracher Gegend; nur die Basaltstücke im Tuffe vom Rangenbergle nördlich von Ehningen bei Reutlingen sind nicht Melilith-, sondern Nephelinbasalte und zeigen dieselbe Zusammensetzung, wie der oben erwähnte Nephelinbasalt vom Eisenrüttel bei Dottingen.

c. Trachyte im Ries bei Nördlingen.

Aus dem Steinheimer Becken, dessen Schichten wir oben S. 583 ff. kennen gelernt haben, sind bisher keine Eruptivgesteine oder vulkanische Tuffe bekannt geworden; dass dieses Becken trotzdem ebenfalls ein Explosionstrichter, ein Maar, gewesen, beweisen seine kesselförmige Gestalt und die Trümmerbreccien von Jurakalken, welche beim Ausbruch der Wasserdampfmassen aus dem Krater ausgeschleudert wurden [1]).

Dass die Entstehung des Rieskessels von Nördlingen noch nicht genügend aufgeklärt ist, haben wir oben S. 489 ff. näher ausgeführt; nicht zweifelhaft scheint es mir jedoch zu sein, dass wir hier im allgemeinen ebenfalls eine, wenn auch recht grosse Maarbildung, die wir

[1]) O. Fraas, Begleitworte zu Atlasblatt Heidenheim der geognostischen Spezialkarte von Württemberg, S. 13. Stuttgart 1868.

am besten mit dem Laacher See vergleichen, vor uns haben. Hier wollen wir nur erwähnen, dass sich im Rieskessel auch jüngere Eruptivgesteine und Tuffe, und zwar von Trachyten, doch nur in geringer Menge, vorfinden. Lavaströme sind aus dem Ries nicht bekannt; auch ob der Trachyt in Gängen vorkommt, scheint zweifelhaft zu sein [1]: jedenfalls sind trachytische Tuffe („Trass") mit Trachytbomben an vielen Orten in der Umrandung des Rieses aufgeschlossen, während die inneren Flächen des Rieskessels zumeist von den oben S. 586 ff. beschriebenen obermiocänen Süsswasserschichten, analog den Verhältnissen im Randecker Maar, bedeckt werden.

Die Lavaschlacken, fladenförmige Lavastücke und Bomben im Trass des Rieskessels sollen Bimsteine und Gläser von Quarztrachyten (Liparit, siehe oben S. 257) sein; die hellgrauen, porösen Bimsteine finden sich in allen Abstufungen bis zu den dichten schwarzen Gläsern: am häufigsten sind die dunkelgrauen bis braunen glasigen Bomben bis zu Kopfgrösse, welche aus einer in der Regel fluidal struierten, häufig bereits schlackig-porösen Glasmasse mit eingesprengten Sanidinen, kleinen Quarzkörnchen und mit haar- oder büschelförmig gestellten Mikrolithen (Trichiten) bestehen; einzelne Bomben besitzen eine perlitische Ausbildung. Seilartig gedrehte, stark gewundene und schlackig aufgeblasene Lavastücke findet man häufig im Tuffe.

Nach den chemischen Analysen [2]) besitzen diese Trachytgläser einen Gehalt an Kieselsäure von 65—66 %; danach erscheint es zweifelhaft, ob diese Gesteine wirklich zu den Quarztrachyten gehören oder ob es nicht vielmehr ein gewöhnlicher Sanidintrachyt ist, da die echten Liparite 75—78 % Kieselsäure enthalten.

Die Tuffe, in denen diese Lavaschlacken und Trachytbomben inne liegen, sind erdige, graue bis bräunliche und gelbliche Aschen, erfüllt mit kleinen Krystallen und Stücken von Sanidin, Plagioklas, Biotit, Horn-

---

[1]) C. Deffner und O. Fraas (Begleitworte zu den Blättern Bopfingen und Ellenberg. Stuttgart 1877, S. 12) geben an, dass ein Trachytgang 2 m mächtig als selbständiges Gestein bei Polsingen am Nordostrande des Rieses anstehe. C. W. Gümbel erwähnt in seiner Abhandlung: Ueber den Riesvulkan und über vulkanische Erscheinungen im Rieskessel, Sitz. Ber. Akad. Wiss. München 1870, Bd. 1, Heft 2, S. 170, ein Ganggestein im Gneiss des Wenneberges bei Allerheim, das durch Steinbrucharbeit bis 18 Fuss Tiefe (= 5,25 m) verfolgt worden sei; dieses Ganggestein des Wenneberges ist früher als Basalt oder Trachyt angesprochen worden; in der Erläuterung zu Blatt Nördlingen (Cassel 1889), S. 18 erklärt Gümbel das Gestein für ein altkrystallines und stellt dasselbe zum Kersantit. Ueber die Trachytgänge sagt Gümbel in dieser Erläuterung S. 25: „es ist mehr als wahrscheinlich, dass eigentliche Lavaergüsse nicht stattgefunden haben. Denn auch die grösseren Massen vulkanischen Glasgesteins, welche in den Tuffen auftreten, geben sich nicht als unzweideutige Gänge zu erkennen, lassen sich vielmehr als grosse Auswurfsstücke ansehen." Alsdann würden die vulkanischen Erscheinungen im Rieskessel ganz denjenigen des Lacher Sees (siehe oben S. 320) entsprechen.

[2]) Vergl. C. W. Gümbel in den beiden angegebenen Abhandlungen 1870 und 1889, sowie: K. Schafhäutl, Chemische Analysen des sogenannten Trasses aus dem Riese (Riesgau) bei Nördlingen in Bayern. Mit einer geognostischen Karte des Rieses und seiner Umgebungen, in N. Jahrb. Min. 1847, S. 641—670; und Carl Röthe, Ueber einige krystallinische Gesteine, welche im Ries vorkommen, und Chemische Analysen einiger Trasse aus der Umgebung des Rieses, in N. Jahrb. Min. 1863, S. 169—183. Stuttgart.

blende und Quarz. Die Zusammensetzung scheint von derjenigen der Trachyttuffe aus dem Brohlthale (oben S. 324) etwas abzuweichen; der Kieselsäuregehalt des ebenfalls zu hydraulischem Mörtel verwendeten Trasses von Mauern bei Harburg auf der Südseite des Rieses beträgt nach C. Röthe 63,25 %. Jedoch ist eine neuere und eingehendere Untersuchung der vulkanischen Tuffe und Gesteine des Rieses erforderlich. Eine grosse Menge von Trümmern der Juragesteine und der Granite und Gneisse des Untergrundes erfüllen diese Trachyttuffe, welche sich weit über den verstürzten Jurawall der Riesumrandung hinaus verbreiten und besonders die südlich des Ries liegenden Juraflächen oft in grösserer Mächtigkeit bedecken; ohne Zweifel wurden alle diese Breccien, Tuffe und Aschen einst, und zwar zur miocänen Zeit, aus dem grossen Riesvulkan ausgeschleudert.

d. Basalt von Oberleinleiter im fränkischen Jura.

Die grossen und weiten Triasgebiete nördlich der schwäbischen Alp bis zum Schwarzwald, Odenwald und bis zum Main enthalten gar keine Eruptivgesteine, ganz in derselben Weise wie die analogen Triasgebiete in Lothringen auf der Westseite der Vogesen. Auch im ganzen Schweizer Juragebirge sind keine Eruptivgesteine bekannt. Ebenso fehlen sie dem fränkischen Jura, mit alleiniger Ausnahme des Basaltes auf dem Häsigberge bei Oberleinleiter, im nördlichen Teil des Jurazuges 18 km östlich von Bamberg gelegen [1]). Diese Basaltkuppe (530 m über dem Meere) liegt auf dem jüngsten Weissen Jura, auf Schwammkalken und Dolomit der Zone des Pteroceras Oceani. Es ist ein echter Nephelinbasalt, ein dichtes, schwarzes Gestein, in welchem man Olivin- und Augitkrystalle eingesprengt sieht; unter dem Mikroskope ist eine feinkörnige bis dichte Grundmasse zu erkennen, welche aus einer bräunlichen Glasbasis, aus Augit, Nephelin, Magneteisen und Titaneisen besteht; darin liegen Einsprenglinge von gelblichen Augitkrystallen, Olivin, von weniger reichlichem Nephelin und Apatit, sowie von Magneteisen und etwas Titaneisen. Zum anderen Teil ist der Basalt etwas körniger auskrystallisiert, der Nephelin erscheint in grösserer Menge und die Grundmasse tritt mehr zurück.

Der Kieselsäuregehalt dieses typischen Nephelinbasaltes vom Häsigberge beträgt 39,16 %; das spezifische Gewicht 3,023 (siehe die vollständige Analyse IV, unten, S. 757).

Der Basalt verwittert leicht, der Olivin wird in Serpentin umgesetzt und es setzen sich in den Spalten und Hohlräumen des Gesteins Zeolithe (Natrolith), Kalkspat und Dolomit ab. Häufig wurden Stücke der durchbrochenen Jurakalke im Basalt eingeschlossen und durch die Hitze der Lava in grobkrystallinen Marmor umgewandelt.

[1]) C. W. v. Gümbel, Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Bamberg der geognostischen Karte des Königreichs Bayern (im Massstabe 1 : 100,000), S. 43. Cassel 1887. — A. Leppla und A. Schwager, Der Nephelinbasalt von Oberleinleiter, in Münchener geognostische Jahreshefte, I. Jahrgang, S. 65—74. Cassel 1888.

Um den festen Basaltkern herum liegen noch Reste von Basalttuffen, pockennarbige Lapilli, Olivinknollen, Olivin- und Augitkrystalle, die zum Teil pseudomorph zersetzt sind, alles gemischt mit reichlichen Jurakalktrümmern und zumeist sekundär verkittet durch Kalkzement.

Wir haben also hier die letzten Reste eines Basaltvulkanes vor uns, der wahrscheinlich zur mittleren Tertiärzeit auf dem Juraplateau entstanden ist und später durch Denudation und Erosion zum grössten Teil zerstört wurde.

Es ist dieser Basalt von Oberleinleiter wohl als der südwestlichste Ausläufer der Basalt-Eruptionen anzusehen, welche auf den grossen Spaltensystemen längs dem südlichen Rande des Thüringer Waldes und des Fichtelgebirges während der Tertiärzeit ausbrachen; die nächstgelegenen Basaltpunkte sind diejenigen am Patersberg und am Schloss Wernstein nahe Veitlahm bei Culmbach am Weissen Main. Bedeutend weiter südöstlich liegen die grossen Basaltkegel des Rauhen Culm bei Neustadt am Culm und des Hohen Parkstein bei Neustadt an der Waldnaab; dieselben stehen im Keuper und schliessen sich bereits den zahlreichen Basaltkuppen auf der Südseite des Fichtelgebirges an [1]. Nördlich vom Main liegt eine grosse Anzahl von Basaltkegeln in den Hassbergen, bei Coburg, bei Hildburghausen, bei Meiningen etc., am Südrande des Thüringer Waldes; auch diese Vorkommnisse gehören zumeist zu den Nephelinbasalten (der grosse Dolmar bei Meiningen); nur vereinzelte Feldspatbasalte, wie vom Feldstein bei Themar an der Werra, sind von dort bekannt. Diese Basaltkuppen bei Hildburghausen und Meiningen gehören bereits zur weiteren Umgegend des ganz vulkanischen Rhöngebirges.

e. Der Kaiserstuhl im Breisgau.

In der oberrheinischen Tiefebene treten wenig jüngere Eruptivgesteine zu Tage, weil dieselbe bis auf grosse Tiefe mit diluvialen und alluvialen Anschwemmungen erfüllt ist. Nur das kleine vulkanische Gebirge des Kaiserstuhles bei Freiburg im Breisgau ragt über das Rheinstromgebiet um einige hundert Meter empor, obwohl auch seine Flanken mit mächtigen diluvialen Ablagerungen, mit einem ziemlich dichten Lössmantel bedeckt sind. Als einziges Beispiel eines vulkanischen Gebirges im südwestlichen Deutschland zog der Kaiserstuhl von jeher die Blicke der Geologen auf seine verschiedenartigen Lavagesteine, und man begegnet in der Litteratur zahlreichen Notizen und Abhandlungen über diese Gesteine, ohne dass bis jetzt eine genaue geologische Karte über den Kaiserstuhl veröffentlicht worden wäre [2].

[1] C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande, S. 236—259. Gotha 1879. Soweit diese Basalte aus dem Fichtelgebirge und dem westlichen Vorlande bis jetzt untersucht wurden, sind es ebenfalls Nephelinbasalte; nur der Basalt vom kleinen Culm soll ein Plagioklasbasalt sein.

[2] O. Eisenlohr, Geognostische Beschreibung des Kaiserstuhls bei Freiburg im Breisgau; mit geologischer Karte. Dissertation. Karlsruhe 1829. — J. Schill, Das Kaiserstuhlgebirge; mit geolog. Karte und Profilen; in G. Leonhard's Bei-

Das allseits flach ansteigende Kaiserstuhlgebirge erhebt sich in der Rheinebene nordwestlich von Freiburg zwischen der Dreisam und dem Rheine, dessen verzweigtes Flussbett die westlichen Abhänge des Kaiserstuhles begrenzt in der Strecke von Alt-Breisach bis zu der etwas abseits von den übrigen Bergen liegenden Limburg bei Sasbach; der Rheinspiegel liegt bei Alt-Breisach in 186,7 m, bei Burg Sponeck in 177 m, bei Sasbach in 174 m über Normalnull [1]); seine höchste Erhebung erreicht der Kaiserstuhl im Totenkopf (siehe oben S. 344), der mit 557 m über Normalnull ca. 375 m über den vorüberfliessenden Rhein aufragt. Von den einstigen Krateren ist keine Spur mehr erhalten; seit der Entstehung dieser vulkanischen Aufschüttungen in der mittleren Tertiärzeit wurden dieselben stark denudiert; ein Bachthal mit drei Aesten durchschneidet jetzt das Gebirge und hat sich gerade in die Mitte der ganzen Erhebung bei Schelingen, Vogtsburg und Oberbergen ziemlich tief eingesenkt; es mündet nach Westen hinaus zum Rheine bei Rothweil und Burkheim.

Der Untergrund, durch welchen die vulkanischen Gesteine des Kaiserstuhles durchbrachen und auf dem sie sich aufhäuften, besteht aus jurassischen und tertiären Stufen, und zwar stehen die Hauptoolithe des Braunen Jura im nordöstlichen Teil des Gebirges bei Bahlingen und Riegel, sowie jenseits der Dreisam bei Kloster Nimburg unverändert an, mitten zwischen den vulkanischen Bergen aber bei Schelingen und Vogtsburg im Badberg und auf den Schelinger Matten umgewandelt zu einem grobkrystallinen hellgrauen Marmor, in dem zahlreiche kontaktmetamorphe Mineralien, nämlich wasser- und bariumhaltige Glimmer, kleine schwarze Würfel von Dysanalyt [2]) und braune, durchsichtige, reguläre Krystalle von Koppit [3]), dann Apatit, Magnoferrit (Mg Fe_2O_4), Rutil, Quarz, Forsterit (Mg_2SiO_4) eingesprengt vorkommen. Diese interessanten metamorphosierten körnigen Kalke bei Schelingen und Vogtsburg haben zum Teil noch ihre ursprüngliche Schichtung bewahrt; auch die Zwischenlagen von dichteren Kalken und von braunen Thonmergeln deuten auf die Entstehung aus Jura-

trägen zur mineralogischen und geognostischen Kenntnis des Grossherz. Baden, Heft II, S. 21—42, Heft III, S. 1—73. Stuttgart 1853 und 1854. — Fr. Nies, Geognostische Skizze des Kaiserstuhlgebirges im badischen Breisgau. Dissertation. Heidelberg 1862. — H. Rosenbusch, Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls; Die Limburg und ihre Gesteine; im N. Jahrb. Min. 1872, S. 35—65 und S. 135—170; mit 2 Tafeln. Stuttgart. — A. Knop, Der vulkanische Kaiserstuhl im Breisgau; Mitteil. in der Versammlung des oberrhein. geolog. Vereins; im N. Jahrb. Min. 1876, S. 756—760. Stuttgart. — G. Steinmann und Fr. Graeff, Geologischer Führer der Umgebung von Freiburg, S. 94—115; mit geolog. Uebersichtskarte. Freiburg 1890.

[1]) M. Honsell, Der Rheinstrom, S. 96. Berlin 1889.

[2]) Ein früher als Perowskit (Ca Ti O_3) bezeichnetes, dem Pyrochlor (enthält neben Ca, Na und Fluor auch Niob-, Titan- und Thorsäure) nahe stehendes Mineral, welches Niob- und Titansäure, Natrium, Kalk, Cer und Eisen enthält, nach A. Knop in Groth's Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie, I. Bd., S. 284 bis 296. Leipzig 1877.

[3]) Ein früher als Pyrochlor bezeichnetes, reines Niobat ohne Titan- und Thorsäure; der Koppit enthält neben Niobsäure und Fluor noch Kalk, Cer, Lanthan, Didym, Natrium und Kalium, nach A. Knop, in N. Jahrb. Min. 1875, S. 66—69.

schichten. Auf der Südostseite des Kaiserstuhles treten unter der Lössdecke bei Wasenweiler, Ober-Schaffhausen und Eichstetten tertiäre (oligocäne) Kalkmergel mit Blattabdrücken hervor, welche ebenfalls im Kontakt mit den Eruptivgesteinen (hier Phonolith) umgewandelt und mit Kieselsäure durchtränkt sind (sogen. Bandjaspis).

Diese jurassischen und tertiären Untergrundschichten, welche wir nicht nur aus dem Kaiserstuhl selbst, sondern auch aus seiner Umgebung (Tuniberg bei Gottenheim-Thiengen, Schönberg bei Freiburg, Niederberg bei Kenzingen etc.) kennen, wurden zur jüngeren Tertiärzeit von zahlreichen Eruptivgängen durchbrochen und bedeckt von den mächtigen eruptiven Gesteinsmaterialien, deren Reste im wesentlichen das Kaiserstuhlgebirge zusammensetzen. Das eigentliche Gerüst des Kaiserstuhles bilden Decken (Ströme), Gänge und Agglomerate (Tuffe und Breccien) von basaltischen Gesteinen (Tephrite, weniger Nephelin- und Leucitbasalte); später erumpierten, jedoch in geringerer Menge, phonolithische Gesteine (Phonolithe und Leucitphonolithe), und zwar ebenfalls in Decken, Gängen und Agglomeraten.

Basalte.

Die vorherrschenden Gesteine des Kaiserstuhles sind Tephrite (früher als Dolerite bezeichnet), das heisst dunkelbraune bis schwarze basaltische Gesteine, welche aus Plagioklas (und zwar aus einem basischen Kalknatronfeldspat), Nephelin (daneben in der Regel Leucit) und Augit bestehen; unter dem Mikroskop sieht man eine dichte Grundmasse, welche, fluidal struiert, aus Augiten, Plagioklasen, Nephelinen, Leuciten, Apatiten und Eisenerzkörnchen zusammengesetzt ist und zuweilen eine braune Glasbasis mit Mikrolithen enthält; porphyrisch eingesprengt erscheinen schwarze Augit- und Hornblendekrystalle, wenig Plagioklase und Erze. Olivin fehlt. Charakteristisch ist es, dass die Glasbasis sich nur an den Salbäudern der Gänge und in den Lavaschlacken der Stromoberflächen entwickelt, das heisst in denjenigen Gesteinsmassen, welche naturgemäss am raschesten abgekühlt wurden. Am häufigsten sieht man diese Tephrite als schwach geneigte Decken (Ströme) in den Agglomeraten liegen; seltener trifft man Gänge, z. B. auf der Mondhalde bei Ober-Rothweil, am Edelberg bei Kiechlinsbergen, im Neuthal bei Eichstetten und anderen Orten.

Im Lützelberg und in der Limburg bei Sassbach breiten sich Decken von echtem Nephelinbasalt aus: das schwarze, feinkörnige Gestein besitzt eine dichte Grundmasse mit porphyrisch eingesprengten Krystallen von Augit und Olivin; auch Knollen von Olivinfels (Olivin, Bronzit, Chromdiopsid und Picotit) wurden häufig von dieser Lava ausgeschieden. Der Nephelin findet sich nur als ein Bestandteil der Grundmasse zusammen mit Augit, Apatit und Eisenerzkörnchen (Magneteisen, Titaneisen).

Nephelinbasalte ohne Olivin kommen nur in untergeordneten Gängen vor in der Umgebung von Oberbergen (besonders am Badberg); dieselben sind schwarze Gesteine mit porphyrisch eingesprengten Kry-

stallen von Augit und Melanit (ein schwarzer Kalkeisengranat, Titansäure enthaltend); auch Biotittafeln und Hauyne scheiden sich aus.

Eiue letzte Varietät basaltischer Gesteine steht in zwei Strömen au der Limburg an und wurde nach diesem Orte von H. Rosenbusch „Limburgit" genannt. Dieser im frischen Zustande schwarze Basalt enthält in einer dichten, durch Verwitterung rotbraunen Grundmasse grosse Krystalle von schwarzem Augit und gelbgrünem Olivin; die Grundmasse ist grossenteils glasig (mit hohem Wassergehalt) und besteht zum anderen Teil aus Mikrolithen von Augit, Olivin und sehr wenig Plagioklas. Der Olivin ist eisenreich und verwittert zu rotbraunem Hyalosiderit; auch Magneteisen- und Titaneisenkörner erhöhen den starken Eisengehalt des Gesteins (bis 19 % FeO).

Die chemische Zusammensetzung[1]) der Basalte im Kaiserstuhl ist entsprechend ihrer mineralogischen Beschaffenheit eine recht basische (44—49 % Kieselsäure); das spezifische Gewicht beträgt etwa 2,76.

Phonolithe.

Die hellgrauen bis hellbräunlichen Phonolithe durchbrechen im Kaiserstuhl an zahlreichen Stellen gangförmig die Basalte, die Agglomerate und die jurassischen und tertiären Kalkgesteine; auch in Decken und Kuppen treten sie auf. Diese trachytischen Gesteine sind mehr oder weniger stark porphyrisch ausgebildet durch eingesprengte Krystalle von Sanidin, auch von Melanit und Hauyn; die Grundmasse löst sich unter dem Mikroskop stets feinkörnig-krystallin auf in kleinen Kryställchen von Sanidin, Nephelin und Augit (Aegirin); Magneteisen und Titanit sind spärlich vorhanden. Häufig ist in der Grundmasse eine fluidale Struktur zu erkennen. Durch Auslaugung des leicht verwitternden Gesteins entstehen in den Hohlräumen und Spalten verschiedene Zeolithe (Natrolith, Analcim, Apophyllit), auch Kalkspat, Aragonit, Schwerspat, Cölestin, Strontianit und Wollastonit.

Als ein besonders ausgebildetes Gestein wurde schon von J. Schill der Leucitphonolith aus einem Gang im Agglomerat des Eichberges bei Nieder-Rothweil ausgeschieden; dasselbe zeichnet sich vor den anderen Phonolithen des Kaiserstuhles durch reichlichen Gehalt an Leucitkrystallen aus, die bereits mit unbewaffnetem Auge zu erkennen sind.

Die chemischen Analysen von J. Schill weisen in einem Phonolith von Oberschaffhausen 51,46 %, in einem anderen von der Eichelspitz oberhalb Bötzingen 50,02 % Kieselsäure nach; das spezifische Gewicht des ersteren betrug nur 2,434.

---

[1]) Es wäre wünschenswert, dass von den Gesteinen im Kaiserstuhl neuerdings gute chemische Analysen gemacht würden; abgesehen von zwei neueren unvollständigen Analysen von Limburgit (N. Jahrb. Min. 1872, S. 46), beziehen sich alle Autoren immer noch auf die Analysen von J. Schill (1854).

Die Agglomerate

bilden den grösseren Teil des Kaiserstuhles; die festen Basalte und Phonolithe wechsellagern in Strömen mit diesen vulkanischen Tuffen und durchbrechen sie in zahlreichen Gängen. Obwohl die feinerdige Masse der Agglomerate zumeist so stark verwittert ist, dass eine Untersuchung ihrer Zusammensetzung äusserst erschwert ist, so scheint dieselbe doch grösstenteils als feinzerstäubte Asche der Basalte aufzufassen zu sein; wenigstens konnten bisher Phonolithtuffe im Kaiserstuhl noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. In der Regel sind die Tuffe durch die fortgeschrittene Verwitterung mit Zeolithen und Carbonaten durchtränkt. Sie enthalten eine grosse Menge von Basaltblöcken, von schlackigen Lapillistücken, von einzelnen Krystallen und Krystallbruchstücken (Augit, Hornblende, Melanit, Magneteisen) und von fremden, in der Tiefe abgerissenen Gesteinsbrocken (Granit, Gneiss, Sandstein, Kalkstein); auch in den festen Basalten und in den Phonolithen sind fremde Gesteinsstücke häufig eingeschlossen, welche dann oft durch die Hitze der Lava angeschmolzen oder gefrittet wurden.

Im allgemeinen besitzt demnach der Kaiserstuhl in seinem Innern die charakteristische Struktur der noch jetzt thätigen Vulkane: basaltische und trachytische Lavaströme wechsellagern mit Aschen, Lapilli und Breccien; beide Gesteinsarten werden durchsetzt von zahlreichen Eruptivgängen. Die typische äussere Gestalt der Vulkane jedoch, die Kraterformen, sind ihm gänzlich verloren gegangen durch die Denudation, und zwar war dieselbe bereits vernichtet, ehe die diluviale Lössdecke sich über alle Bergflächen und in allen Thalsenken des Gebirges mächtig ausbreitete. Das genauere Alter des Kaiserstuhlvulkanes konnte bis jetzt noch nicht nachgewiesen werden; wir wissen nur, dass derselbe nach der oligocänen und vor der diluvialen Zeit entstanden ist. Jedenfalls brachen die Laven aus den Spalten hervor, die durch die immer tiefere Einsenkung der Rheinebene während der Tertiärzeit aufgerissen wurden; charakteristisch dürfte wohl der Umstand sein, dass der Kaiserstuhl einerseits vor der tief in den Schwarzwald eingreifenden Freiburger Bucht, andererseits zwischen den höchsten Erhebungen von Schwarzwald und Vogesen gelegen ist.

f. Basalte im Schwarzwald und in den Vogesen.

Wenige Punkte nur giebt es in den grossen Gebieten des Schwarzwaldes und der Vogesen, von denen uns jüngere Eruptivgesteine bekannt sind, und die wenigen sind schmale Basaltgänge, ausgebrochen auf den Spalten, an denen diese beiden Gebirge gegen die Rheinebene abschneiden; im Innern der Massive sind noch keine jüngeren Eruptivgesteine aufgefunden worden, mit Ausnahme eines einzigen Basaltes bei Hornberg im höchsten Teile des Schwarzwaldes.

Die Basaltgänge vom Hauenstein (auch Karlstein genannt, 970 m) südwestlich von Hornberg, im Gutachthal unterhalb Triberg an der Schwarzwaldbahn gelegen, setzen im Granit einer östlichen Vorkuppe

(ca. 80 m niedriger als der Gipfel des Berges) auf, zwischen dem Frombach und der Niedergiess; der Hauptgang ist durch einen Steinbruch fast ganz abgebaut: nach den Angaben von J. Schill [1]) war derselbe von schönen, fächerförmig gestellten Basaltsäulen erfüllt gewesen; in mehreren schmalen Gängen und in dünnen Adern hat der Basalt ausserdem in dieser Kuppe den Granit durchdrungen. Es ist dies ein typischer Nephelinbasalt, reich an Olivin und hauynführend; mikroskopisch lassen sich Augit, Nephelin, Olivin und Magneteisen, auch Reste einer Glasbasis erkennen.

Eine Anzahl von Nephelinbasaltgängen liegen auf den Hauptspalten am Fusse des Schwarzwaldes in der Freiburger Bucht und nördlich derselben: in der nächsten Umgegend von Freiburg, und zwar bei Lehen an der Dreisam, am Schlossberg, in den westlichen und südlichen Gehängen des Rosskopfes, an der Berghauser Kapelle auf der Südseite des Schönberges; weiter nördlich zu Maleck bei Emmendingen, und endlich am Malberg bei Kippenheim.

Auf der linken Rheinseite im Elsass sind bis jetzt nur drei Basaltpunkte bekannt: zwei schmale Gänge von Limburgit im Muschelkalk nahe bei Reichenweiher, zwischen Colmar und Schlettstadt am Vogesenrande gelegen, und im Granit südlich von Urbeis bei Schlettstadt; ein Gang von Feldspatbasalt im Lias nahe bei Reichshofen im Unter-Elsass [2]). Der letztere Basalt enthält 52,6 % Kieselsäure, der Limburgit von Reichenweiher nur 42,3 %, entsprechend seiner basischeren mineralogischen Zusammensetzung.

g. Basalte bei Forst und im Mainzer Becken.

Am Ostrande der Haardt kennen wir nur den Basalt vom Pechsteinkopf in dem kleinen Thale oberhalb Forst bei Wachenheim in der Vorderpfalz: dort steht eine etwa 250 m breite, 1500 m lange Basaltmasse gegen 75 m hoch über der Thalsohle an, auf den Seiten von Buntsandstein umgeben; der Pechsteinkopf (ca. 300 m über dem Meere) besteht ganz aus Basalt und erhielt offenbar seinen Namen von dem schwarzen Gestein. Durch grosse Steinbrüche im Thale aufgeschlossen, zeigt diese Basaltmasse die schönste Absonderung in regelmässige, sehr lange sechsseitige Säulen, welche in gewaltiger Garbe oder Rosette radial von der Mitte ausstrahlen.

Nach der mikroskopischen Untersuchung von E. Cohen und A. Leppla [3]) ist dieser Basalt von Forst ein Limburgit: in einer dichten,

---

[1]) J. Schill, Die Basalte und ihre Sturzwälle im Höhgau, Der Basaltgang im Granit des Hausteins im Schwarzwald etc. in N. Jahrb. Min. 1857, S. 39. Stuttgart 1883. — G. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Tryberg im Schwarzwalde; in N. Jahrb. Min. II. Beilageband S. 625. Stuttgart 1883.

[2]) G. Linck, Die Basalte des Elsass, in Mitteil. der geolog. Landesanstalt von Elsass-Lothringen, Bd. I, Heft 2, S. 49—68. Strassburg 1887. — H. Bücking, Ein neues Basaltvorkommen aus dem Elsass, in dens. Mitteil. Bd. I, Heft 3, S. 121. Strassburg 1888.

[3]) E. Cohen, Mitteil. auf der Versammlung des Oberrheinischen geolog. Vereins zu Dürkheim am 13. April 1882, in den Berichten dieser Versammlung,

aus Augit mit wenig Glasbasis zusammengesetzten Grundmasse liegen zahlreiche Magneteisenkörnchen und porphyrartig eingesprengt grössere Augit- und viele Olivinkrystalle. Die chemische Analyse weist einen Gehalt an Kieselsäure von 43,09 % (inkl. TiO_2) nach [1]).

Im Mainzer Becken kommen nur vereinzelte schmale Basaltgänge vor: der Basalt im oberen rotliegenden Sandstein auf der Höhe des Niersteiner Berges ist ein Limburgit [2]). Die übrigen kleinen Basaltgänge, die ich in meinem Mainzer Becken (Darmstadt 1883, S. 27—30) angeführt habe, im Friedhofe von Hillesheim, am Bahnhof Kreuznach, im Rochusberg bei Bingen, von Sonnenberg und Naurod bei Wiesbaden, von Rauenthal, Cronberg, Soden etc. enthalten, soweit sie bisher mikroskopisch untersucht wurden, nur Nephelinbasalt; bemerkenswert ist es dabei, dass keiner dieser Basaltgänge in die Tertiärschichten eindringt, dass sie vielmehr alle in den unterlagernden älteren Schichtensystemen aufsetzen.

h. Basalte im Odenwald und in der unteren Maingegend.

Während der Schwarzwald so wenig jüngere Eruptivgesteine enthält, ist der Odenwald reich an Basalt in Kuppen und in Gängen. Schon in der Kraichgauer Senke finden wir den feinkörnigen Nephelinbasalt im Keuper des Steinsberges (335 m) bei Weiler [3]); weiter nördlich liegen zwei Gänge von Nephelinbasalt im Wellenkalk bei Neckarbischofsheim und am Hamberg bei Neckarelz [4]). Berühmt und oft beschrieben ist die Basaltkuppe des Katzenbuckels bei Eberbach am Neckar, des höchsten Punktes des Odenwaldes; diese Kuppe (628 m über dem Meer) ist einem Buntsandsteinplateau von mehr als 550 m Höhe aufgesetzt, sie besitzt eine Basis von etwa 2000 m Durchmesser; von einem Krater ist natürlich keine Spur mehr vorhanden, da dieser Basaltausbruch jedenfalls während der tertiären Zeit geschah; auch von Tuffen ist nichts mehr zu sehen; die ganze Masse der Kuppe besteht vielmehr aus festem Basalt, resp. den Trümmern desselben, und ist wohl als ein Rest des inneren Kernes eines ehemaligen Vulkanes anzusehen (vergl. oben S. 331); denn es ist unwahrscheinlich, dass wir hier den Rest eines Basaltstromes vor uns hätten.

S. 7. — A. Leppla, Zur Kenntnis des Limburgit von Forst, in 40.—42. Jahresb. der Pollichia, S. 54—58. Dürkheim 1884. — Siehe auch H. Laubmann, Dürkheim mit seiner Umgebung (eine geolog. Beschreibung mit geolog. Karte, in 25.—27. Jahresb. der Pollichia, S. 109—112. Dürkheim 1868.

[1]) Die Analyse des Basaltes von Forst veröffentlichte G. Linck, in Mitteil. der geolog. Landesanstalt von Elsass-Lothringen, Bd. I, Heft 2, S. 60. Strassburg 1887.

[2]) J. Roth, Basalt von Nierstein, in Monatsber. der kgl. Akademie der Wissenschaften zu Berlin vom 13. Januar 1881.

[3]) W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, S. 525 ff. Strassburg 1881.

[4]) G. Leonhard, Ueber die vulkanischen Gebilde bei Neckarelz und Neckarbischoffsheim, in Beiträge zur mineralogischen und geognostischen Kenntnis des Grossherz. Baden, 1. Heft, S. 90—93. Stuttgart 1853.

Das Gestein des Katzenbuckels ist ein Nephelinbasalt [1]), und zwar liegen in einer feinkörnigen, schwarzen Grundmasse grosse porphyrartig ausgeschiedene Augitkrystalle; die Grundmasse setzt sich zusammen aus Nephelin, Augit, Olivin und Magneteisen; Apatit, Hauyn, Biotit, Hornblende und Sanidin sind in der Regel vorhanden.

Eine grosse Anzahl von Varietäten dieses Hauptgesteines finden sich in losen Blöcken umhergestreut; jedoch unterscheiden sich dieselben nicht wesentlich von jenem, vielmehr sind die Abarten nur verursacht durch verschiedene Strukturformen der genannten Mineralien: durch gröberes Korn entstehen doleritische Varietäten, durch Zurücktreten des Augites sanidinreichere, phonolithähnliche Gesteine; auch wurden zuweilen Nephelin- und Sanidinkrystalle porphyrartig ausgeschieden; Olivin tritt selten deutlich hervor; eine glasige Grundmasse fehlt und können Glasreste nur als Einschlüsse in den grösser eingesprengten Mineralien nachgewiesen werden. Titanit findet sich in den sanidinreicheren Gesteinen. Ob die eine oder die andere dieser Varietäten ursprünglich in selbständigen Eruptionen gangförmig entstanden oder ob es nur lokal beschränkte, abweichende Krystallisationen innerhalb der Hauptbasaltmasse waren, lässt sich nicht nachweisen, da, wie gesagt, diese Abarten bisher nur in losen Blöcken, nicht anstehend in der Basaltkuppe, aufgefunden wurden.

Der Basalt des Katzenbuckels verwittert leicht und es entstehen zunächst Zeolithe (Natrolith, Chabasit), auch verschieden gefärbte kleine Granaten auf den Kluftflächen des verwitternden Gesteins.

Der Gehalt an Kieselsäure ist für den normalen Nephelinbasalt des Katzenbuckels 41—45 %; bei den sanidinreicheren Varietäten steigt dieser Gehalt bis auf 48 %; die verhältnismässig grosse Menge an Natron (7—11 %) erklärt sich durch den reichlichen Gehalt des Gesteines an Nephelin und Hauyn; in den sanidinreichen Arten nimmt der Gehalt an Kali bis auf 5,8 % zu. Eine vollständige Analyse des normalen Gesteins vom Katzenbuckel geben wir unten S. 757 unter Nr. V. Das spezifische Gewicht dieses Basaltes beträgt 2,76—3,09.

Auch in den anderen Teilen des Odenwaldes sind Nephelinbasalte nicht selten: wir kennen Gänge dieser Gesteine im krystallinen Grundgebirge von Mittlechtern, Neunkirchen, Auerbach, Niederhausen, Balkhausen, Seeheim, Schönberg; im Bunten Sandstein des hinteren Odenwaldes nur noch von Eisenbach, Wallstadt und Gross-Ostheim am Main oberhalb Aschaffenburg [2]). Eine grosse Kuppe von Nephelinbasalt bildet den Rossberg (300 m hoch über dem Meer), 9 km östlich Darmstadt gelegen; dass dieser Basalt nicht der Rest eines Stromes, sondern hier an Ort und Stelle hervorgebrochen und demnach als Kernmasse eines ehemaligen Vulkanes aufzufassen ist, wird dadurch bewiesen, dass die neben dem Basalt anstehenden Sandsteine und Thonletten des Oberrotliegenden bis in ansehnliche Tiefe stark gefrittet sind.

---

[1]) W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, S. 504—525. Strassburg 1881.

[2]) C. Chelius, Zu den Basalten zwischen Rhein, Main und Neckar, im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, IV. Folge, Heft 8, S. 28—35. Darmstadt 1887.

Dieser Basalt vom Rossberge ist ein ziemlich dichtes schwarzes Gestein, in dem makroskopisch in der Regel nur Einsprenglinge von Augit und Olivin zu sehen sind; auch grössere Olivinfelsknollen sind nicht selten. Unter dem Mikroskop erkennt man den Augit als vorherrschenden Bestandteil, daneben Olivin, Nephelin, Magneteisen, auch Hauyn, Apatit und Biotit; Glasreste werden von den grösseren Krystallen umschlossen, fehlen aber in der Grundmasse [1]). Durch Zersetzung des Basaltes und Wiederabsatz der aufgelösten Stoffe entstehen zunächst Zeolithe, welche häufig in den Hohlräumen und Klüften auskrystallisiert gefunden werden: am häufigsten sind nadel- und haarförmige Krystalle von Natrolith; auch Chabasit, Apophyllit, Stilbit, Phillipsit, Harmotom, Gismondin, Thomsonit kommen vor; durch weitere Zersetzung bilden sich schöne Krystalle von Aragonit, Kalkspat, Bitterspat, Quarz; Schwerspat (auch blaue Krystalle), Chalcedon, Eisenkies nnd Buntkupfererz sind ebenfalls aus dem Basalt des Rossberges als sekundäre Produkte bekannt.

Die chemische Zusammensetzung des Rossberger Nephelinbasaltes ist entsprechend seiner mineralogischen Konstitution eine basische: nur 39—40,5 % Kieselsäure (vergl. unten S. 757 die vollständige Analyse VI).

Eine grosse Menge von fremden Einschlüssen, abgerissene Stücke des durchbrochenen krystallinen Grundgebirges und der rotliegenden Sandsteine in allen Grössen stecken in dem Basalt des Rossberges und sind zum Teil oder ganz zu einer völlig glasigen Masse von der Lava eingeschmolzen: dies sind die sogen. Hydrotachylyte und Tachylyte, welche früher fälschlich für Basaltgläser gehalten wurden [2]). Schon die schwankende chemische Zusammensetzung dieser Gläser vom Rossberg, und der Umstand, dass die Analysen stets mehr Kali als Natron — nmgekehrt wie im Basalt — in den Gläsern nachwiesen, mussten der Annahme eines Basaltglases widersprechen; aber man sieht auch direkt an vielen Stücken, dass das grüne, braune, gelbe oder schwarze Glas nur eine Schmelzzone der gefritteten fremden Einschlüsse von Granit, Gneiss, grobkörnigem rotliegendem Sandstein etc. darstellt.

Noch bedeutend grössere Einschlüsse fremder Gesteine enthält der Basalt vom Steinbuckel im gebrannten Schlag bei Traisa, 5 km südöstlich von Darmstadt gelegen: mächtige Blöcke von 1—2 m Durchmesser, aus grobkörnigem rotliegenden Sandstein bestehend, schwimmen in der Basaltmasse: diese Blöcke sind an den Kanten stark abgerundet; sie sind entfärbt, d. h. der ursprünglich intensiv rot gefärbte

---

[1]) Blatt Rossdorf der geologischen Karte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1 : 25,000, aufgenommen von C. Chelius, mit Erläuterungen. Darmstadt 1886.

[2]) Th. Petersen, Ueber den Basalt und Hydrotachylyt von Rossdorf bei Darmstadt, im N. Jahrb. Min. 1869, S. 32—41. — H. Rosenbusch, Der Hydrotachylyt vom Rossberge, im N. Jahrb. Min. 1872, S. 614—619. — Auf den genetischen Zusammenhang zwischen dem sogenannten Hydrotachylyt und den fremden Einschlüssen des Basaltes vom Rossberge habe ich zuerst hingewiesen in meinem „Mainzer Becken", S. 28. Darmstadt 1883. — Vergl. auch die oben citierten Erläuterungen zu Blatt Rossdorf von C. Chelius, S. 69—72. Darmstadt 1886.

Sandstein ist durch die Hitze der Lava hellgrünlich geworden durch Reduktion des Eisenoxyds in Eisenoxydul; die ehemals lockere Struktur des Sandsteins hat ein festes Gefüge mit muscheligem Bruche erhalten dadurch, dass die thonigen Bindemittel und die kleinsten Sandkörnchen des Sandsteins zu einem schwarzen Glase umgeschmolzen sind; die grösseren Feldspat- und Quarzkörner sind stark gefrittet; auch ist der Sandstein dieser Blöcke säulig erstarrt. Ausserdem beobachtet man die eigentümliche Erscheinung, dass der Basalt in der nächsten Umgebung dieser grossen Einschlüsse in Schalen und Zonen, die parallel der Blockgrenze umlaufen, abgesondert ist, während im übrigen diese Basaltmasse sich in schöne, fächerförmig vom Centrum nach der Peripherie ausstrahlende, lange, sechsseitige Säulen absondert; wir haben diese interessanten Verhältnisse dieses Basaltes vom Steinbuckel in dem umstehenden Bilde S. 738 wiedergegeben.

Schon im hinteren Teile des Odenwaldes bei Lengfeld gelegen, schaut die Feste Otzberg von hoher Basaltkuppe (368 m über dem Meere) weit über das Land hinaus; diese Basaltmasse des Otzberges ist gerade auf einer nordsüdlich gerichteten bedeutenden Verwerfungsspalte zwischen Gneiss und Buntsandstein jedenfalls zur Tertiärzeit hervorgebrochen. Es ist ein dichter Nephelinbasalt, der viel Olivin, auch Leucit enthält. Die ganze Kuppe ist in lange, scharf ausgebildete Säulen abgesondert; parallel zu denselben stehen die viel dünneren Säulen, in welche sich die auch in diesem Basalt eingeschlossenen Blöcke von verglastem Sandstein bei der Abkühlung absonderten; auch hier ist der ursprünglich rote Sandstein völlig entfärbt worden. Auf der Südseite des Berges lässt sich eine Apophyse des Basaltes in stark gefrittete und zum Teil verglaste anstehende Schichten des Buntsandsteins verfolgen. Verwitterte Basaltthone mit Basaltblöcken breiten sich auf der Nordflanke des Otzberges aus und bewirken die eigentümliche Erscheinung, dass hier auf der Höhe des Berges, 100 m über der nächstgelegenen Thalsohle, sich nasse Wiesenflächen ausdehnen.

Vulkanische Tuffe fehlen allen diesen Basaltvorkommen im Odenwalde; auch die Basaltkonglomerate voller Gneiss- und Granitstücke mit grossen, oval abgerundeten Hornblenden, mit grossen Augiten und Biotittafeln am Basalt im Walde südlich von Gross-Ostheim bei Aschaffenburg scheinen nur eine Reibungsbreccie des im Bunten Sandstein aufsetzenden Basaltganges zu sein.

Am unteren Main bei Hanau und Frankfurt treffen wir die ersten dem gewaltigen vulkanischen Herde des Vogelsberges bereits angehörigen Ströme von Feldspatbasalten (Anamesite). Am längsten bekannt sind die Basalte von Steinheim am Main, gegenüber Hanau gelegen [1]), deren grosse Brüche die Stadt Frankfurt mit guten Pflastersteinen versorgen. Dieser kleinkörnige Basalt enthält viel Plagioklas in leistenförmigen Krystallen; daneben Augit, Olivin, Magneteisen und

[1]) Fr. Hornstein, Ueber die Basaltgesteine des unteren Mainthales, Diss. in Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch., XIX. Bd., S. 297—372. Mit 2 Tafeln. Berlin 1867.



Profil 135 (Massstab 1 : 100).

Basaltbruch im Steinbuckel bei Traisa, 5 km südöstlich von Darmstadt; nach einer Originalphotographie.
Grosse Blöcke von gefritteten und zum Teil säulenförmig abgesonderten rotliegenden Sandsteinen eingeschlossen im Säulenbasalt.

ziemlich reichlich eine zwischen die ausgeschiedenen Krystalle eingeklemmte Glasbasis. Als Zersetzungsprodukte führt dieser meist nicht mehr frische und poröse Basalt selten Zeolithe, häufig dagegen Hyalith, Halbopal, Hornstein, Spateisen (Sphärosiderit), auch Eisenkies. Der Basalt von Steinheim war der Typus von Basaltgesteinen, dem Karl Cäsar v. Leonhard einst den Namen „Anamesit" zulegte [1]), als einer Gesteinsart, welche ihrer Struktur nach mitten (ἀνάμεσος) zwischen dem dichten schwarzen Basalt und dem grobkörnigen Dolerit stände.

Die Basaltströme bei Steinheim sind in der Regel in dicke, senkrecht stehende Säulen abgesondert. In den tieferen Brüchen bei Klein-Steinheim wurde in den letzten Jahren eine zweite Basaltdecke unter der oberen Anamesitdecke angefahren und werden die beiden Ströme gelegentlich von vulkanischen Tuffen und Konglomeraten voneinander getrennt. Auch Basaltgänge durchsetzen die Ströme.

Von dem gewöhnlichen, allerdings meist nicht mehr ganz frischen Anamesit von Steinheim hat Fr. Hornstein zwei chemische Analysen ausgeführt, deren eine wir unten S. 757, Nr. VII geben; der Kieselsäuregehalt beträgt danach 51,05—51,69 %, das spezifische Gewicht 2,919—2,931.

Auch die Basaltströme in der Umgegend von Frankfurt (bei Louisa, Grüneburg, Affenstein, Bockenheim, Eschersheim etc.) gehören zu den Feldspatbasalten; sie sind in ihrem geologischen Alter bestimmt dadurch, dass sie die untermiocänen Corbiculaschichten durchbrechen und überlagern, während sie von den pliocänen Ablagerungen überdeckt werden. Die zahlreichen Nephelinbasalte im nördlichen Odenwalde und im Mainzer Becken treten an keiner Stelle in Berührung mit den tertiären Stufen; ich vermute daher, dass dieselben ein alttertiäres Alter besitzen und wesentlich älter sind, als die miocänen Eruptionen der Feldspatbasalte des Vogelsberges und der unteren Maingegend.

i. Trachyte zwischen Darmstadt und Frankfurt.

Echte Trachyte sind in Deutschland selten. Wir haben oben S. 311 einige Trachytkuppen aus dem Westerwalde erwähnt, von denen die südlichsten die Arzbacher Köpfe bei Bad Ems an der Lahn sind; in dem Vogelsberge sollen auch vereinzelte Trachyte vorkommen, die jedoch noch nicht näher untersucht worden sind. Drei isolierte Vorkommen von Trachyten liegen nun in dem Waldgebiete der rotliegenden Sandsteine zwischen Darmstadt und Frankfurt: im Walddistrikte der Sporneiche an der Strasse von Messel nach Babenhausen breitet sich eine Trachytdecke über 30 Hektare aus; weiter nördlich bildet der Trachyt einen flachen Hügel am Dorfe Dietzenbach und den Hoheberg bei Heusenstamm [2]).

---

[1]) C. v. Leonhard, Die Basaltgebilde in ihren Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen, I. Abt., S. 152. Stuttgart 1832.

[2]) Karl Koch, Blatt Sachsenhausen der geolog. Spezialkarte von Preussen, im Massstabe 1 : 25,000. Berlin 1880, mit Erläuterungen. — C. Chelius, Blatt Messel

Die Trachyte dieser drei Punkte gleichen einander: es sind weisse bis hellgraue und rötlichgraue Gesteine, aus einem feinkörnigen Feldspatgemenge zusammengesetzt, in dem einzelne grössere, 2—4 mm lange Sanidinkrystalle erglänzen; selten sieht man ein Biotitblättchen oder ein Magneteisenkörnchen. Auch unter dem Mikroskop erkennt man, dass diese Gesteine vorherrschend aus Feldspat bestehen: in einer Grundmasse von leistenförmigen Sanidinen liegen grössere, scharf umgrenzte Sanidinkrystalle ausgeschieden; die wasserhellen Feldspate sind erfüllt von Glasresten und Luftbläschen. In diesem Feldspatgemenge einzeln verstreut erscheinen noch: Plagioklas, Biotit, Magneteisen und Apatit. Dagegen konnte Quarz als eigener Bestandteil dieser Trachyte nicht nachgewiesen werden.

Der Trachyt aus der Sporneiche besitzt einen Gehalt an Kieselsäure von 63,28 %; die beiden anderen Trachyte sind etwas saurer mit 68,02 und 68,41 % Kieselsäure.

Durch Verwitterung nehmen diese Gesteine eine gelbe bis rötlichgraue Farbe an und zerfallen schliesslich zu einem weisslichen, sandigsteinigen Lehm.

In mehreren Steinbrüchen werden diese Trachyte ausgebeutet, zu Mauersteinen verwendet und zu Pflastersteinen zugehauen. Die ganze Masse dieser Stromreste ist in dicke, senkrecht stehende, unregelmässig vierseitige Säulen abgesondert. Zahlreiche Einschlüsse der umliegenden rotliegenden Sandsteine und der in der Tiefe durchbrochenen Gneisse und Granite findet man in den Trachyten. Da die drei Vorkommen nahe bei einander auf einer in Nordnordwest gerichteten Linie liegen und eine nahezu gleichartige Zusammensetzung besitzen, ist es wahrscheinlich, dass dieselben einer einzigen Eruption angehören und auf einer gemeinsamen Spalte hervorbrachen.

k. Die Basalte, Phonolithe und Trachyte des Vogelsberges.

Das grösste Basaltterritorium in Deutschland, die über 40 Quadratmeilen ausgebreiteten Lavaströme des Vogelsberges, sind bisher am wenigsten erforscht worden. In den Lehrbüchern werden etwa die sogen. Basaltgläser von Bobenhausen bei Ulrichstein und von Gethürms bei Angerod, welche in kleinen Stücken in den Handel kamen, erwähnt; auch liegt der Nephelindolerit von Meiches bei Ulrichstein in jeder Sammlung — aber über das geologische Vorkommen dieser drei abnormen Gesteinsarten und über die Entstehung derselben erfahren wir nichts. Die übrigen ungeheuren Basaltmassen dieses Gebirges sind fast gänzlich unbekannt und werden auf den geologischen Uebersichtskarten als eine grosse, zusammenhängende Decke mit roter Farbe ein-

---

der geolog. Karte des Grossherz. Hessen, im Massstabe 1 : 25,000. Darmstadt 1886, mit Erläuterungen. Der Trachyt von der Sporneiche wird bereits von Fr. Schmidt in J. Nöggerath, Das Gebirge in Rheinland-Westphalen, Bd. II, S. 177. Bonn 1823, als „Trapp-Porphyr aus den Mainzer Eichen bei Messel“ beschrieben, und mit den Trapp-Porphyren (d. i. Werners Name für Trachyt) aus dem Siebengebirge verglichen.

gezeichnet. Die ersten Versuche, in diese ungefüge Masse eine Gliederung hineinzubringen, wurden von E. Dieffenbach, H. Tasche, W. Gutberlet und R. Ludwig auf Grund der älteren hessischen Generalstabskarten im Massstabe 1 : 50,000 gemacht [1]); da jedoch in jener Zeit die petrographischen Methoden völlig ungenügend für eine solche, höchst schwierige Aufgabe waren, konnten diese Arbeiten nur einen sehr geringen Erfolg haben.

Erst die neuen Aufnahmen der grossherzoglich hessischen geologischen Landesanstalt zu Darmstadt auf der Grundlage der Karten im Massstabe 1 : 25,000 werden eine bessere Kenntnis der Laven des Vogelsberges schaffen können. A. Streng hat in den letzten Jahren hierbei einen Anfang gemacht und zunächst die Basalte in der Umgegend von Giessen aufgenommen und bearbeitet; der Erfolg dieser ersten genauen Aufnahmen im Vogelsberge war ein überraschender: es zeigte sich, dass die Basaltmassen aus vielen verschiedenen Strömen bestehen, welche sich horizontal nebeneinander und vertikal übereinander gliedern. Die übereinander lagernden Ströme werden häufig von zwischenlagernden Basalttuffen und -konglomeraten oder auch von tertiären Thonen getrennt. Aber auch ohne eine solche augenfällige Trennung konnte A. Streng übereinander liegende Basaltdecken dadurch voneinander scheiden, dass er typische Ober- und Unterflächen von Lavaströmen entdeckte: die im Innern feinkörnig auskrystallisierten Basalte sind an ihrer Stromoberfläche glasig erstarrt; sie sind schlackig und blasig, mandelsteinförmig an der Oberfläche ausgebildet, sie sind mit Lavafladen und Gekröseschlacken bedeckt.

Auch in petrographischer Beziehung erzielten die Aufnahmen von A. Streng bereits einige wichtige Resultate: in der Umgegend von Giessen lässt sich eine obere Stromformation von grauen Anamesiten von einer älteren von schwarzen, dichten Basalten unterscheiden [2]); beide Arten sind Feldspatbasalte. Als Anamesite bezeichnet Streng Gesteine, die deutlich körnig gemengt sind aus Plagioklas, Augit, Olivin, Titaneisen; auch Glasreste, Apatit und Magneteisen sind vorhanden. „Hier ist neben Olivin zuerst der Plagioklas auskrystallisiert, später erst der Augit, so dass in der glasig erstarrten Oberfläche der Anamesitströme in dem vorwaltenden Glase nur Olivin- und Plagioklaskrystalle sichtbar sind, da die Augite noch nicht angefangen hatten, sich auszuscheiden (Vitro-Anamesit).“ Da in diesen Anamesiten der Feldspat vor dem Augit vorherrscht, ist der Gehalt an Kieselsäure höher als bei den älteren Strombasalten; er beträgt nämlich 49—53 %.

[1]) Sektionen Schotten, Herbstein-Fulda, Alsfeld, Giessen, Allendorf, Friedberg der geolog. Spezialkarte des Grossherz. Hessen, im Massstabe 1 : 50,000, mit Erläuterungen, bearbeitet von E. Dieffenbach, H. Tasche, W. Gutberlet und R. Ludwig. Darmstadt 1855, 1856, 1859, 1863, 1869 und 1870. Als Einleitung zum Texte des Blattes Schotten findet man eine geographische Uebersicht des ganzen Vogelsberges, entworfen von H. Tasche, weiland Salineninspektor zu Salzhausen. Darmstadt 1859.

[2]) Eine vorläufige Mitteilung von A. Streng hierüber siehe im Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, IV. Folge, Heft 11, S. 18—20. Darmstadt 1890. — Die oben erwähnten Aufnahmen in der Umgegend von Giessen sind noch in Arbeit und daher noch nicht veröffentlicht worden.

Im Gegensatz zu diesen jüngeren, heller gefärbten Anamesiten bestehen die älteren schwarzen Basalte aus einem sehr feinkörnigen bis dicht erscheinenden Gemenge von Augit (an Menge überwiegend über den Plagioklas), von Olivin, Plagioklas, Magneteisen, seltener Titaneisen; Apatit fehlt fast nie; eine glasige Grundmasse ist häufig vorhanden. Die glasig erstarrte Oberfläche dieser Basaltströme enthält in der vorherrschenden schwarzen Glasmasse nur Olivin- und Augitkrystalle, da sie erstarrte, ehe die Plagioklase sich ausschieden. Hier weist die chemische Analyse einen Kieselsäuregehalt von nur 43—45 % nach, also bis 10 % weniger als bei den Anamesiten.

Wir sehen hier einen guten Anfang vor uns, um die gewaltigen Eruptivmassen und -ströme des grossen Vogelsbergvulkanes zu gliedern und voneinander zu scheiden, in analoger Weise, wie dies bei den Lavaströmen des Vesuv und des Aetna geschehen ist, nur dass hier häufig noch die Jahreszahl des Ausflusses der Ströme angegeben werden konnte. Vergleichen wir den Flächenraum von 40 Quadratmeilen, den die Basaltströme des Vogelsberges, mit denjenigen von nur 20 Quadratmeilen, den die Lavaströme des Aetna bedecken, so dürfen wir wohl annehmen, dass der Vogelsbergvulkan zur Zeit seiner grössten Thätigkeit am Ende der miocänen Zeit eine viel bedeutendere Höhe besass als jetzt, wo sich der höchste Punkt des Vogelsberges, der Taufstein im Oberwald, nur noch 7815 m über dem Meere und etwa 450 m über dem Buntsandstein-Untergrunde erhebt; da der Aetna 3317 m hoch ist, so dürfen wir wohl für die ursprüngliche Höhe des Vogelsbergvulkanes wenigstens 4000 m annehmen.

Trotz der grossen Veränderungen in der ehemaligen Vulkangestalt durch die Denudation und Erosion sind noch alle charakteristischen Merkmale der inneren Struktur eines Vulkanes vorhanden: die mächtigen und weitverbreiteten Anhäufungen von losen Schlacken (Lapilli), von Bimstein, von feinen grauen Aschen, von Tuffen und Breccien, deren wesentlicher Anteil am Aufbau des Vogelsberges noch kaum erkannt ist; die mit den vulkanischen Tuffen wechsellagernden Basaltströme, die zahlreichen Basaltgänge, welche die Tuffe und Ströme durchbrechen. Endlich ist auch der Rest eines Nebenkraters noch erhalten geblieben, weil er nahe dem Aussenrande des Vulkangebietes lag: der Aspenkippel bei Climbach, nahe dem Lumdathale bei Allendorf oberhalb Lollar gelegen [1]).

Dass im Gebiete des Vogelsberges ausser jenen beiden Typen der Anamesite und dichten Basalte bei Giessen noch zahlreiche andere Eruptivgesteine sich ausscheiden lassen werden, beweisen eine Reihe von vorliegenden einzelnen Beobachtungen, von denen wir die folgenden hier noch kurz anführen wollen.

Der Nephelindolerit von Meiches ist nicht anstehend bekannt, auf der Höhe des Berges Kammerforst (539 m) südlich von Meiches, einem kleinen Orte, der 14 km südlich von Alsfeld im nordöstlichen

---

[1]) A. Streng und K. Zöppritz, Ueber den basaltischen Vulkan Aspenkippel bei Climbach unweit Giessen; nebst Karte; in Berichte der oberhess. Gesellsch. für Natur- und Heilkunde, Bd. XIV., S. 28. Giessen 1873.

Teil des Vogelsberges liegt, wurde im vorigen Jahrhundert (1741) von fremden Bergleuten ein Schacht abgeteuft; die aus diesem Schachte einst geförderten Blöcke des Nephelindolerites liegen nahe nördlich der auf dem Kammerforst stehenden Totenkapelle und wurden zuerst von A. v. Klipstein im Jahre 1840 entdeckt [1]). Das schwarzweisse Gestein ist grobkörnig: ca. 10 mm lange schwarze Augitkrystalle und ebenso grosse graulich- bis gelblichweisse Nepheline setzen dasselbe vorherrschend zusammen; daneben sind reichlich ein monokliner Kalifeldspat und Leucit, auch Magneteisen und Apatit, sehr selten Olivin vorhanden. Das Gestein ist porös und in den Hohlräumen erscheinen zahllose feine Apatitnadeln, auch manchmal eine weisse hyalithartige Substanz. Da ausserdem dieser Nephelindolerit in den auf dem Kammerforst liegenden Blöcken eng verwachsen ist mit einem gewöhnlichen dichten, schwarzen Nephelinbasalt, so scheint nur eine grobkörnige Ausscheidung des letzteren vorzuliegen [2]). Der Kieselsäuregehalt des Dolerites beträgt 43,9 % (siehe unten S. 757, Nr. VIII, die vollständige Analyse), des Basaltes 42,4 %; das spezifische Gewicht des letzteren 3,103.

Die auf dem Kammerforst und in der Umgegend von Meiches anstehenden Gesteine sind sämtlich Feldspatbasalte. Jedoch werden aus dem Vogelsberge auch noch von anderen Punkten Nephelinbasalte angegeben, ebenfalls ohne dass ihre Lagerung näher bekannt wäre, nämlich von Gunzenau [3]), im südöstlichen Teil des Gebirges gelegen, vom Siegmundshäuser Hof bei Kölzenhain, von der Kalten Buche bei Hartmannshain [4]) und vom Ziegenstück an der Strasse zwischen Ilbenhausen und Herbstein [5]). Nach den oben S. 739 über das Alter der Nephelinbasalte bei Darmstadt und im Mainzer Becken gemachten Angaben und mit Bezug auf das eigenartige Vorkommen der Nephelinbasalte von Meiches möchte ich vermuten, dass die Nephelinbasalte im Vogelsberg älter sind als die Feldspatbasalte und von den ausgedehnten Strömen der letzteren grösstenteils bedeckt werden.

Ebenso vereinzelt und in zweifelhafter Lagerung werden einige Phonolithe und Trachyte aus dem Vogelsberge erwähnt. Der Phonolith

---

[1]) A. v. Klipstein. Nephelinfels von Meiches, in Karsten und Dechens Archiv für Mineralogie, Geognosie etc., Bd. XIV, S. 248—260. Berlin 1840. — A. Knop, Ueber den Nephelindolerit von Meiches im Vogelsberge, in N. Jahrb. Min. 1865, S. 674—710. — R. Ludwig, Sektion Alsfeld der geolog. Spezialkarte des Grossherz. Hessen im Massstabe 1:50,000, mit Erläuterungen. Darmstadt 1869; auf die Angabe Ludwigs S. 28, dass er den Nephelindolerit als Gang anstehend in den alten Schächten gesehen habe, ist bei der bekannten Unzuverlässigkeit von R. Ludwig nicht viel zu geben. — H. Sommerlad, Ueber Nephelingesteine aus dem Vogelsberg, in Berichte der Oberhess. Gesellsch. für Natur- und Heilkunde, Bd. XXII, S. 263—284. Giessen 1883.

[2]) Dass die chemischen Analysen und auch die mineralogische Zusammensetzung beider Nephelingesteine etwas voneinander abweichen, wie H. Sommerlad gefunden, spricht nicht gegen diese Annahme; die grobkörnigen Ausscheidungen in Graniten, Gabbros, Dioriten unterscheiden sich in analoger Weise vom Muttergestein.

[3]) H. Tasche, Erläuterungen zu Sektion Herbstein-Fulda, S. 30. Darmstadt 1863. — H. Sommerlad, in Oberhess. Berichten 1883, S. 272 ff. Giessen.

[4]) Von beiden Fundorten auch nur „Findlinge" nach H. Tasche, Erläuterungen zur Sektion Schotten, S. 51. Darmstadt 1859.

[5]) Nach H. Sommerlad, N. Jahrb. Min. 1884, II. Bd., S. 223. Stuttgart.

am Häuserhof zwischen Salzhausen und Ober-Widdersheim soll nach E. Dieffenbach [1]) von den in dortiger Gegend verbreiteten Feldspatbasalten durchbrochen und überlagert werden; es ist ein dunkelgraues, feinkörniges Gestein mit porphyrisch ausgeschiedenen glasglänzenden Sanidinkrystallen und mit einigen grünschwarzen Augiten; die Grundmasse besteht aus Sanidin, Nephelin, grünem Augit, Apatit und Magneteisen. Die Absonderung des Gesteins ist plattenförmig. Der Kieselsäuregehalt dieses Phonolithes beträgt nach einer älteren Analyse von Th. Engelbach [2]) 62,61 %, das spezifische Gewicht 2,615. Ein zweiter Phonolith ist nach den Angaben von H. Tasche [3]) „gelegentlich der Anlage eines chaussierten Weges durch den Oberwald in der flachen Mulde, welche sich von dem Schwarzen Fluss bis zu dem Buschhorn hinzieht,“ vorgekommen, das ist auf dem höchsten Teil des Gebirges westlich über Ilbeshausen bei Herbstein. Nach H. Sommerlad besitzt dieser Phonolith eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung, wie derjenige vom Häuserhof, er enthält auch Nosean und zeigt oft eine schöne Fluidalstruktur. Der Gehalt an Kieselsäure beträgt bei diesem Gestein nach Th. Engelbach (a. a. O. S. 47) 61,83 %, das spezifische Gewicht 2,588.

Ueber die auf den alten geologischen Karten des mittelrheinischen geologischen Vereins eingezeichneten Trachytvorkommen von Lanzenhain bei Herbstein, von Borsdorf und Rabertshausen, nördlich von Salzhausen gelegen, ist nichts näheres bekannt. Da bei Rabertshausen auch der Untergrund des Vogelsbergvulkanes, nämlich Zechstein, aufgeschlossen ist, dürften auch diese Trachyte, wie die Nephelinbasalte, Eruptionen angehören, die älter sind als die alles bedeckenden Feldspatbasalte. Jedenfalls gehören die im Vogelsberg gelegentlich vorkommenden Bimsteintuffe und hellgrauen Aschen den älteren Trachytausbrüchen an, während die weitverbreiteten und mächtigen dunkelbraunen Tuffe und Schlacken-Agglomerate zu den Feldspatbasalten zu rechnen sind; die letzteren enthalten häufig (Aspenkippel bei Climbach) den weingelben Palagonit, eine amorphe Substanz, die aus der Verwitterung der Glasbasis der Basalte, resp. der glasigen Teile der Basalttuffe entstanden ist.

Einige von den Feldspatbasalten, welche die bei weitem grösste Masse des Vogelsberges bilden, wurden von A. Streng, J. Ledroit, A. Winter, W. Will, hornblendeführende Basalttuffe von H. Sommerlad näher beschrieben [4]). Interessant sind auch die Untersuchungen von

---

[1]) E. Dieffenbach, Erläuterungen zur Sektion Giessen, S. 98. Darmstadt 1856. — Vergl. auch H. Sommerlad, in Oberhess. Berichten 1883, S. 275. Giessen.

[2]) Die Analyse findet sich in H. Tasche, Erläuterungen zur Sektion Schotten, S. 45. Darmstadt 1859.

[3]) Daselbst S. 46 ff. — Vergl. auch H. Sommerlad, in Oberhess. Berichten 1883, S. 278. Giessen.

[4]) A. Winther und W. Will, Ueber den Basalt des Schiffenberges, in Ber. der Oberhess. Gesellsch. für Natur- und Heilkunde, XV, S. 33—44. Giessen 1876. — A. Streng, Ueber die Basaltdurchbrüche am Wetteberge bei Giessen, nnd Ueber das Schlackenagglomerat von Michelnau bei Nidda, in dens. Berichten XVII, S. 42 bis 45, Giessen 1878. — H. Sommerlad, Ueber hornblendeführende Basaltgesteine,

A. Liebrich [1]) über die Bauxitknollen, welche man im Bereiche des Vogelsberges so häufig in den roten und rotbraunen Verwitterungserden der Basalte und in den jungtertiären Thonen findet, und die oft in grossen Haufen aus den Aeckern ausgelesen an den Wegen liegen: diese thonerdereichen harten Knollen sind durch einen eigenartigen Stoffumsatz bei der Auslaugung und Verwitterung der Feldspatbasalte entstanden. Endlich erwähnen wir hier noch die eingehende Beschreibung eines im Buntsandstein isolierten Feldspatbasaltes vom Stempel bei Marburg, nordwestlich des Vogelsberges gelegen, die wir M. Bauer verdanken [2]).

Nicht häufig sieht man im Vogelsberge die Absonderung von Basalten in Säulen; aber selten wird man ein so schönes Beispiel für diese merkwürdigen Erkaltungsformen des Basaltes finden, wie wir sie im Bilstein bei Lauterbach, im nordöstlichen Teile des Vogelsberges, vor uns sehen: hier werden ganz regelmässige sechsseitige Säulen bis zu 4 m Länge und nur 0,3—0,5 m Dicke gebrochen und wie am Niederrhein zu Strassenprellsteinen verwendet [3]). Jetzt ziemlich verfallen, müssen die Säulenbildungen des Basaltes vom Wildenstein bei Büdingen früher besonders schön gewesen sein, nach der Beschreibung und den Abbildungen Leonhards zu urteilen [4]); doch findet man hier noch die dünnen, langen Säulen des in zahlreichen Blöcken im Basalte eingeschlossenen Buntsandsteins, der durch die Hitze der Lava gefrittet und zum Teil glasig geworden ist, in ähnlicher Weise, wie wir es oben S. 737 vom Otzberge im Odenwald erwähnten.

l. Die vulkanischen Gesteine der Rhön [5]).

Während die über viele Quadratmeilen ausgebreiteten Basaltströme des Vogelsberges die innere Struktur dieses gewaltigen Vulkanes ver-

---

in N. Jahrb. Min., Beilageband II, S. 139—185; mit 1 Tafel. Stuttgart 1883. — J. Ledroit, Ueber die sogenannten Trachydolerite des Vogelsberges, in den Oberhess. Berichten XXIV, S. 133—154. Giessen 1886. — A. Streng, Ueber den Dolerit von Londorf; mit 1 Tafel; in N. Jahrb. Min. 1888, Bd. II, S. 181—229. Stuttgart.

[1]) A. Liebrich, Beitrag zur Kenntnis des Bauxits vom Vogelsberge; mit 3 Tafeln. Dissertation. Giessen 1891.

[2]) M. Bauer, Der Basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse desselben; mit 1 Tafel; in N. Jahrb. Min. 1891, Bd. II, S. 156—205, und S. 231 bis 271. Stuttgart.

[3]) Diesen Säulenbasalt vom Bilstein bei Lauterbach erwähnt bereits C. C. v. Leonhard in seinen Basaltgebilden, II. Abteil., S. 112. Stuttgart 1832.

[4]) Daselbst S. 354—358 und Atlas Tafel IV, Figuren 2, 3 und 4. Auch die Säulenbasalte von Münzenberg in der Wetterau, welche Leonhard auf derselben Tafel Figur 1 zeichnete, sind jetzt nicht mehr so gut erhalten.

[5]) Litteratur über die Eruptivgesteine der Rhön: W. Voigt, Mineralogische Beschreibung des Hochstifts Fulda und einiger merkwürdiger Gegenden am Rhein und Main; mit geolog. Karte: Leipzig 1783 (zweite Auflage 1794). — K. C. v. Leonhard, Die Phonolithberge der Rhön; mit geolog. Karte; in Zeitschr. für Mineralogie. Februarheft des Jahrganges 1827. Frankfurt a. M. — W. Gutberlet, Ueber die Phonolithe und Trachyte der Rhönberge, in N. Jahrb. Min. 1845, S. 129—139. Stuttgart. — Ders.: Ueber die Rhön, mit Vorlage einer geognostischen Karte des Rhöngebirges, in Verhandl. der geologisch-mineralogischen Sektion bei der 25. Versammlung der deutschen Naturforscher und Aerzte in Aachen im September 1847,

hüllen und das ganze Gebirge zu einer einheitlichen Masse verschliessen, sehen wir in der kuppenreichen Rhön die verschiedenartigen Eruptivgesteine vielfach isoliert voneinander in mannigfaltigen Bergformen und in leicht zugänglichen Thaleinschnitten vor uns liegen; die Ausbrüche der Laven hatten offenbar hier nicht so lange Zeit hindurch angehalten, wie im Vogelsberge, so dass es die nachfolgende Erosion leichter hatte, die weniger zahlreichen Basaltdecken zu zerstören und fortzutragen; nur die Basaltmassen der Langen Rhön (siehe oben S. 360), des Kreuzberges, der Schwarzen Berge, des Dammersfeldes und der auf der Wasserscheide zwischen der Fulda und den Mainzuflüssen liegenden Breitfirste (594 m) besitzen noch eine grössere Ausdehnung. Leider liegen uns noch keine genaueren Kartenaufnahmen aus der Hohen Rhön vor; die Aufnahmen der preussischen geologischen Landesanstalt nähern sich derselben jetzt jedoch von Thüringen her [1]). Auch Profile wurden bisher kaum gezeichnet [2]), obwohl die so vielfach entblössten Berg-

S. 150—153; mit einem Profil. Aachen 1849. — Ders.: Geognostische und geolog. Beobachtungen über den Kalvarienberg bei Fulda; mit geolog. Karte; in IV. Bericht der oberhess. Gesellsch. für Natur- und Heilkunde, S. 83—117. Giessen 1857. — A. Schwarzenberg und H. Reuss, Geognostische Karte von Kurhessen und den angrenzenden Ländern zwischen Taunus-, Harz- und Wesergebirge. Gotha 1853. — C. W. Gümbel, Geognostische Karte des Königreichs Bayern und der angrenzenden Länder; im Massstabe 1 : 500,000. München 1858. — Ders.: Vulkanische Bildungen des Rhöngebirges, in Bavaria, Landes- und Volkskunde des Königreichs Bayern, IV. Bd., 1. Abteil., Unterfranken und Aschaffenburg, S. 68—73. München 1866. — O. Bredemann, Ueber Basalte der Rhön, Dissertation. Jena 1874. — E. Hassencamp, Geologisches aus der Umgegend von Fulda; IV. Die massigen Gesteine der Rhön und der Breitfirst; in VI. Bericht des Vereins für Naturkunde in Fulda, S. 29—41. Fulda 1880. — Fr. Knapp, Die doleritischen Gesteine des Frauenberges bei Schlüchtern in Hessen, Dissertation. Würzburg 1880. — H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Walde und aus der Rhön; in Jahrb. der königl. preuss. geolog. Landesanstalt, Bd. I, S. 149—189. Berlin 1881. — K. Petzold, Petrographische Studien an Basaltgesteinen der Rhön, Dissertation. Halle 1883. — H. Sommerlad, Ueber hornblendeführende Basaltgesteine, in N. Jahrb. Min., Beilageband II, S. 139—185; mit 1 Tafel. Stuttgart 1883. — H. Proescholdt, Basaltische Gesteine aus dem Grabfeld und aus der südöstlichen Rhön; in Jahrb. der königl. preuss. geolog. Landesanstalt, Bd. IV, S. 177—186. Berlin 1884. — Ders.: Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss der Langen Rhön; mit 1 Profiltafel; in Jahrb. der königl. preuss. geolog. Landesanstalt, Bd. V, S. 239 bis 259. Berlin 1885. — Fr. Rinne, Der Dachberg, ein Vulkan der Rhön, in Jahrb. der königl. preuss. geolog. Landesanstalt, Bd. VII, Anhang S. 1—22; mit 1 Tafel. Berlin 1887. — H. Lenk, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön, Dissertation. Würzburg 1887. — E. Möller, Petrographische Untersuchungen einiger Gesteine der Rhön, Dissertation; in N. Jahrb. Min. 1888, Bd. I, S. 81—116; mit 1 Tafel. Stuttgart. — R. Wedel, Ueber das Doleritgebiet der Breitfirst und ihrer Nachbarschaft; mit geolog. Karte, Dissertation; in Jahrb. der königl. preuss. geolog. Landesanstalt, Bd. X., S. 1—37. Berlin 1890.

[1]) Von der geologischen Karte von Preussen und den thüringischen Staaten im Massstabe 1 : 25,000 liegen die 1889 erschienenen Blätter Helmershausen und Oberkatz zunächst östlich der Rhön, die 1888 erschienenen Blätter Eiterfeld, Geisa und Lengsfeld zunächst nördlich der Rhön vor. Auf Blatt Helmershausen erhebt sich 10 km westlich von Meiningen 751,6 m hoch die hohe Geba, von deren breitem Basaltrücken man nach Westen zu die Berge der Hohen Rhön, nach Osten den Thüringer Wald in prächtiger Rundschau überblickt; auf Blatt Oberkatz bedeckt der langgestreckte Basaltrücken des Hahnberges (701 m) Muschelkalk und Keuper.

[2]) Die beiden Profile aus dem Eisgraben und vom Gangolfsberg, gezeichnet von H. Proescholdt a. a. O. 1885, Tafel XII sind die einzigen, welche in neuerer

gehänge und die tiefen Thaleinschnitte der Rhön die Zeichnung von Profilen wie in keinem anderen vulkanischen Gebiete Deutschlands erleichtern. Wir wissen daher noch wenig über die geologische Lagerung der Eruptivmassen und ihrer mächtigen Tiefbildungen, sowie über den inneren Bau der Rhönberge; dagegen wurde eine grosse Zahl von mineralogischen und chemischen Untersuchungen über die einzelnen Eruptivgesteine der Rhön gemacht, über welche wir hier kurz referieren.

Der Untergrund der eruptiven Gesteine in der Rhön setzt sich aus den verschiedenen Stufen der Trias zusammen, und zwar tritt vorherrschend der Bunte Sandstein zu Tage; über demselben sind häufig Schollen von Wellenkalk erhalten geblieben, seltener und nur auf der Ostseite des Gebirges die Stufen des mittleren und oberen Muschelkalkes; der Keuper war bereits aus dieser Gegend zum grossen Teil fortgewaschen, als die vulkanischen Ausbrüche der Rhön zur Tertiärzeit ihren Anfang nahmen; nur in den nördlichen Teilen der Rhön (bei Hünfeld und Geisa) ist noch etwas Lettenkohle und mittlerer Keuper vorhanden. Ueber den triasischen Stufen wurden nur noch die tertiären Schichten abgelagert, welche wir oben S. 629 kennen gelernt haben.

Der triasische Untergrund der Rhön wird von zahlreichen Verwerfungen durchschnitten, auf deren Spalten die Eruptionen erfolgten; diese Verwerfungen streichen vorherrschend im Sinne des oberrheinischen Gebirgssystemes in Nordnordost bis Nordost; doch macht sich hier in der Rhön wie im ganzen hessischen Waldgebirge (auch schon auf der Ostseite des Vogelsberges) bereits die Einwirkung der Erhebung des Thüringer Waldes geltend durch Verwerfungen in Nordwest, welche naturgemäss auf der Ostseite des Rhöngebirges häufiger werden. Im allgemeinen lagern die Triasschichten ziemlich horizontal mit flachem Einfallen nach Südosten; im einzelnen finden sich durch die Verwerfungen viele Unregelmässigkeiten im Streichen und Fallen der triasischen Stufen, so z. B. häufig ein Fallen nach Nordwest bis Nordnordwest. Jüngere Verwerfungen setzen auch noch durch die tertiären Ablagerungen und durch die eruptiven Gesteinsmassen hindurch.

Phonolithe und Trachyte.

Die in der Rhön vorkommenden Phonolithe sind grünlich- bis bräunlichgraue Gesteine, in frischem Zustande dunkelgrau gefärbt, bei der Verwitterung abblassend; eine dünnplattige Absonderung ist auch hier die Regel; die parallel dieser Schieferung geschlagenen, ziemlich glatten Bruchflächen zeigen einen fettigen Glanz. In der feinkörnigen Gesteinsmasse liegen meist grössere Sanidinkrystalle porphyrartig ausgeschieden; die übrigen Bestandteile, nämlich Nephelin, grüne Augite und accessorisch Plagioklas, Hornblende, Biotit, Apatit, Nosean, Hauyn,

Zeit aus der Rhön veröffentlicht wurden; dieselben sind jedoch wegen der zahlreichen Verwerfungen auf der Ostseite des Gebirges nicht geeignet, ein Bild über die normale Lagerung der Eruptivgesteine und der vulkanischen Tuffe in der Rhön zu geben.

Magneteisen, Titaneisen und Titanit, sind in der Regel erst im Mikroskop zu erkenneu. Selten enthält der Phonolith nur Einsprenglinge von schwarzer, starkglänzender Hornblende (Nordwestabhang des Kreuzberges); zuweilen sieht man Plagioklas und gelbe Titanitkrystalle mit blossem Auge.

Die Phonolithe verwittern leicht und es entstehen zunächst Zeolithe aus den zersetzten Sanidinen und Nephelinen, so Analcim, Chabasit und faserige Natrolithe. Die gepulverten Gesteine gelatinieren mit Säure, und es bleiben nur Sanidin und Augit unzersetzt. Nach einer Analyse von H. Lenk enthält ein normaler Phonolith, der aus Sanidin, Nephelin, Augit mit Plagioklas besteht, vom Käuling (756 m) bei Bischofsheim 51,9 % Kieselsäure (siehe unten S. 757 Nr. IX die vollständige Analyse); das spezifische Gewicht dieses Gesteines beträgt 2,713. Der Phonolith der Milseburg ist wegen der zahlreichen und grossen Sanidin-Einsprenglinge reicher an Kieselsäure und enthält deren 59,6 %.

Der Phouolith verbreitet sich in der westlichen Rhön; wir finden ihn in isolierten Kuppen mit schroffen Felsgehängen und mächtigen Steinwänden auf der Milseburg, in der Maulkuppe, im Teufelstein und in der Steinwand bei Abtsroda; in Lagern (Strömen) wechsellagernd mit vulkanischen Tuffen und Basaltdecken, so am Calvarienberg bei Poppenhausen, an der Eube, im oberen Nüstthale bei Gotthards, am Tannenfels, Findloser Berg und Rothenberg bei Tann, am Kleinen Nallen (707 m) bei Gersfeld, an der Dalherdaer Kuppe (756 m) bei Dalherda, am Röckenstein (778 m), am Käuling und im Nordhange des Kreuzberges bei Bischofsheim; endlich auch in Gängen, den Buntsandstein oder die Tuffe und Basalte durchsetzend, so an der neuen Strasse von Dietges über den Grabenhof am Ostabhange des Teufelsteins her und an der Strasse unterhalb Gotthards im Nüstthale.

Weniger häufig sind Trachyte, die, nahe verwandt mit den Phonolithen der Rhön, sich von denselben durch den Mangel an Nephelin unterscheiden; auch sind sie etwas körniger und rauher anzufühlen, als jene. Neben dem stets vorherrschenden Sanidin erkennt man mikroskopisch in diesen Trachyten sowohl Hornblende als Augit, auch meist Hauyn uud Nosean, daneben Biotit, Magneteisen und stets Titanit. Zuweilen werden die Trachyte porphyrisch durch grösser ausgeschiedene Sanidiue (Alschberg bei Dipperz). Trachyte in der Rhön kennt man lagerförmig vom Südostabhang des Pferdskopfes bei Poppenhausen, wo er von einem Basaltgange durchbrochen wird, vom Ziegenkopf bei Schackau, vom Schafberg bei Abtsroda, vom Alschberg bei Dipperz, bei Tann am Wege nach Spahl und am Kirschberg bei Bardorf.

Beide Gesteine sind begleitet von Tuffen, vulkanischen Aschen und Breccien, die sich oft in bedeutender Mächtigkeit angehäuft haben: der hellgelblichgraue, feinerdige Phonolithtuff am Bache vor dem Dorfe Schackau umschliesst eine so grosse Menge von Einschlüssen und Gesteinsstücken mannigfacher Art, dass die ganze ungeschichtete Masse wie grober Mörtel oder Beton aussieht; Stücke der durchbrochenen Untergrundgesteine der Trias und des krystallinen Grundgebirges

(Granite und Gneisse), besonders zahlreiche Bomben von Basalt, Phonolith und Trachyt erfüllen bis zu Kopfgrösse, meist aber in kleinen Brocken die gelblichweisse Phonolithasche. Die Trennung der phonolithischen und trachytischen Tuffe ist schwer durchzuführen; man findet dieselben ausser in der Umgebung von Schackau an vielen Orten in der Rhön, so am Abtsröder Gebirge, am Schafberg bei Abtsroda, an der Milseburg und am Stellberg bei Kleinsassen, an der Dalherdaer Kuppe etc. In ihrer Zusammensetzung und in ihrem Vorkommen erinnern diese Tuffe an die Backofensteine im Siebengebirge bei Bonn, die Trasse und Ducksteine (Trachyttuffe) in der Umgebung des Laacher Sees und im Brohlthale (siehe oben S. 304—337).

Auch die Phonolithe und Trachyte selbst enthalten zuweilen Einschlüsse der durchbrochenen Gesteinsformationen.

Dass diese eigenartigen Felskuppen, die Sarggestalt der Milseburg (ähnlich dem Phonolithklotz des Borzen bei Bilin im böhmischen Mittelgebirge oder dem Phonolithkegel des Hohentwiel im Hegau), die 30 m lange und 25 m hohe zerklüftete Felsmauer der Steinwand (Teufelswand 776 m) und andere solche isolierte Felsmassen ebenso wie die Lagermassen Reste von phonolithischen und trachytischen Lavaströmen, auch wohl Reste der Kraterkerne selbst sind, dürfte nicht zweifelhaft sein, auch wenn die charakteristischen Kraterformen nicht mehr erhalten, sondern von der Erosion längst zerstört sind; die Tuffe aber sind die lose angehäuften Auswurfsmassen der vulkanischen Eruptionen, die Aschen und Lapilli der recenten Vulkane.

Basalte.

In weit bedeutenderen Massen begegnen wir in der Rhön den Strömen, Gängen und Tuffen von basaltischen Gesteinen, und zwar finden wir hier sowohl dichte Plagioklasbasalte, Anamesite und Hornblendebasalte, als Nephelinbasalte und Limburgite (Glasbasalte).

Die Feldspatbasalte der Rhön lassen sich wie diejenigen im Vogelsberge in dichte typische Plagioklasbasalte und Anamesite (Trachydolerite, Dolerite) scheiden. Jene sind blauschwarze Gesteine mit muscheligem Bruche, in deren dichter Gesteinsmasse nur Olivin und Magneteisenkörnchen zu sehen sind; im Mikroskop erkennt man als wesentliche Bestandteile: Plagioklas, Augit, Olivin und Magneteisen; auch Apatit ist meist vorhanden; Glasbasis ist in der Regel spärlich vertreten. Diese Gesteine bilden mächtige und weit ausgebreitete Ströme, schmale Gänge und rundliche Kuppen in allen Teilen der Rhön; sie sind jünger als die Hornblendebasalte. So lagern diese dichten Plagioklasbasalte in Strömen im Pferdskopf und in der Eube östlich von Poppenhausen; in dem Plateau der Wasserkuppe und in dem breiten Rücken der „Langen Rhön“, der sich von Bischofsheim an Fladungen vorbei bis Tann und Kaltennordheim erstreckt; im Kreuzberge, im Dammersfeld, in der Breitfirste und an vielen anderen Orten.

Von den zahlreichen dichten Plagioklasbasalten der Rhön wurde bisher nur derjenige vom Schelmeneck bei Schwarzenfels chemisch analy-

siert: der Kieselsäuregehalt in diesem Gestein ist 46,92 % (siehe unten S. 757 Nr. XI die vollständige Analyse); auch bestimmte Fr. Knapp den Kieselsäuregehalt eines mit diesem dichten olivinreichen Gestein vom Schelmeneck ganz übereinstimmenden Basaltes vom Nordfusse des Frauenberges (der höchsten Kuppe der Breitfirste) zu 46,23 %. Das spezifische Gewicht dieser beiden Basalte war 2,94 (Frauenberg) und 2,953 (Schelmeneck). Dieser Kieselsäuregehalt ist gerade wie bei den entsprechenden älteren Strombasalten aus dem Vogelsberge (A. Streng) niedriger als derjenige der gleich zu erwähnenden Anamesite (50,75 bis 52,82 %), weil bei diesen anamesitischen Feldspatbasalten der Plagioklas vorherrscht und der Olivin stark zurücktritt, bei jenen dichten Feldspatbasalten jedoch der Augit den Plagioklas an Menge überwiegt und der Olivin stets reichlich vertreten ist. Dagegen ist der Kieselsäuregehalt der Nephelinbasalte noch bedeutend niedriger, er beträgt nämlich nur ca. 40 % (siehe unten).

Die Anamesite der Rhön sind ebenso ausgebildet wie im Vogelsberge: es sind dunkelgraue, hellgrau verwitternde, rauhe Gesteine, die wesentlich aus Plagioklas, Augit und Titaneisen zusammengesetzt sind; im Gegensatz zu den dichten Feldspatbasalten ist hier wenig oder gar kein Olivin und Magneteisen vorhanden; Apatit und Glasreste sind in der Regel vertreten. Die wasserhellen, bis 30 mm langen Plagioklasleisten herrschen bis zu Zweidrittel der Gesteinsmasse vor; daher zeigen diese Basalte eine gewisse Aehnlichkeit mit den Andesiten, welche Aehnlichkeit durch das Zurücktreten des Olivins unterstützt wird [1]. Die olivinführenden von den olivinfreien Anamesiten zu trennen, ist nicht möglich, da der Olivin in dem Gesteine ein und desselben Stromes oder Ganges bald vorhanden ist, bald fehlt. Zuerst ausgeschieden aus dem Magma wurden Apatit und Titaneisen; dann folgte Olivin, wenn er überhaupt vorhanden ist; darauf die ziemlich sauren Plagioklase (56,74 % Kieselsäure im Feldspat des Anamesites im Taufstein auf der Breitfirste nach R. Wedel a. a. O. S. 12); schliesslich die Augite.

Der Gehalt an Kieselsäure ist bei diesen Anamesiten nach den vorliegenden vier Analysen: für die Gesteine vom Frauenberg (Breitfirste) 52,21 % (R. Wedel S. 22: siehe die ganze Analyse unten S. 757 Nr. XII vom Gipfel des Frauenberges), 52,23 % (Fr. Knapp S. 22 vom Ostabhang des Frauenberges) und 52,82 % (Fr. Knapp S. 15 vom Taufstein, Gipfel des Frauenberges); vom Windbühl bei Zeitlofs, an der Vorderen Sinn unterhalb Brückenau gelegen, 50,75 % (Fr. Knapp S. 36). Die spezifischen Gewichte betragen 2,84—2,89.

Im Uebergang zu den sehr basischen Nephelinbasalten stehen die nephelinführenden Plagioklasbasalte: dieselben bestehen aus Plagioklas und Augit, aus Nephelin, der häufig als letzte Ausscheidung des Magmas nur die Zwischenräume zwischen den Plagioklas- und Augitkrystallen ausfüllt, aus Magneteisen und Apatit; in der Regel ist Olivin

[1]) Daher stellte H. Rosenbusch diese Gesteine in der ersten Auflage seiner Physiographie der massigen Gesteine zu den Augit-Andesiten; in der zweiten Auflage (S. 732. Stuttgart 1887) wieder zu den Feldspatbasalten.



in kleinen oder grösseren Körnern und Krystallen vorhanden [1]; häufig ist eine Glasbasis übrig geblieben. Mit Salzsäure behandelt, gelatiniert das Pulver dieser Basalte teilweise, wie bei den eigentlichen Nephelinbasalten, in erhöhtem Maasse.

Von H. Lenk werden eine Anzahl dieser dichten, muscheligbrechenden, nephelinführenden Plagioklasbasalte aus der südlichen, von H. Bücking aus der nördlichen Rhön beschrieben, als Gänge in der Trias und als Ströme über derselben. Der dunkelgraue, olivinhaltige Basalt (Basanit) von der Nordseite des Hundskopfes bei Salzungen an der Werra enthält 47,44 % Kieselsäure; ein grünlichgrauer, dichter, hierher gehöriger Basalt mit sehr wenig Olivin vom Volkersberg bei Brückenau in der südlichen Rhön besitzt nur 40,73 % Kieselsäure (H. Lenk S. 76), bei einem spezifischen Gewicht von 3,141.

An diese Basalte schliessen sich die sogen. Hornblendebasalte an, da dieselben neben Plagioklas ebenfalls Nephelin führen; dieselben sind in Lagern, in Kuppen und in Gängen bekannt am Pferdskopf bei Poppenhausen (im Guckaithale auf der Südseite des Pferdskopfes schön zu beobachten), am Grossen Nallen (Totenköpfchen) und nahe Sparbrod bei Gersfeld, vom Hauck bei Dalherda, vom Ziegenkopf bei Schackau, vom Silberhauck bei Liebhards, vom Spahler Berg bei Reinhards und von anderen Orten.

Diese Hornblendebasalte sind dunkelgraue, feinkörnige Gesteine mit vielen, meist ziemlich grossen Einsprenglingen von glänzend schwarzen Hornblendekrystallen; auch Olivinkörner sind häufig mit blossem Auge, besser bei angehender Verwitterung, zu erkennen; zuweilen sieht man auch einige grössere Augite ausgeschieden. Die übrigen Bestandteile werden in der Regel erst im Mikroskope sichtbar: ein feinkörniges Gemenge von Plagioklasleisten und Augitkrystallen bildet die Grundmasse des Gesteins; ausser den rundlich abgeschmolzenen Hornblenden erscheinen Olivin und Magneteisen reichlich, Apatit, auch etwas Nephelin (in den Gesteinen vom Totenköpfchen und von Sparbrod in etwas grösserer Menge auftretend), wenig Glasreste, sehr selten Biotit. Diese Gesteine sind demnach Feldspatbasalte mit porphyrisch eingesprengter Hornblende und mit einem geringen Gehalte von Nephelin. Bei der Verwitterung entstehen Zeolithe und Kalkspat.

Der Kieselsäuregehalt beträgt nach drei Analysen von H. Sommerlad 41—43 %, das spezifische Gewicht 2,759—3,114 (siehe unten S. 757 Nr. X die vollständige Analyse des Hornblendebasaltes vom Totenköpfchen).

Die olivinfreien Hornblendebasalte dieser Art nannte Fr. Sandberger „Buchonit"; in diesen Buchoniten [2] ist Hornblende oder Biotit oder beide Mineralien zusammen, jene in grösseren, schwarzen, glän-

[1] H. Rosenbusch nennt diese Basalte, falls sie Olivin führen, Basanite, falls kein Olivin vorhanden, Tephrite; vergl. seine Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 2. Aufl., S. 753. Stuttgart 1887.

[2] Fr. Sandberger, Vorläufige Bemerkungen über den Buchonit, eine Felsart aus der Gruppe der Nephelingesteine, in Sitzungsberichte der math.-physik. Klasse der Akademie der Wissenschaften vom 6. Juli 1872. München; und ders.: Weitere Mitteilung über den Buchonit, daselbst, Sitzung vom 1. März 1873. München.

zenden Krystallen, dieser in matten, zerfressenen, grossen Tafeln porphyrisch ausgeschieden; die feinkörnige, dunkelgraue Gesteinsmasse besteht unter dem Mikroskope aus Plagioklas, Nephelin, Augit, Magneteisen und Apatit; auch Sanidin. Hauyn und Titanit kommen accessorisch vor. Sandberger kennt diesen „Buchonit“ vom Calvarienberg bei Poppenhausen (genauer östlich über dem Calvarienberge am Waldrande), vom Dörrenhof bei Gersfeld und von der Abtsröder Höhe. Der Gehalt an Kieselsäure ist bei dem Buchonit vom Calvarienberge 45,84 %, das spezifische Gewicht 2,85.

Eine grosse Verbreitung in der Rhön, und besonders in der „Langen Rhön“, besitzen echte Nephelinbasalte, schwarzblaue Gesteine, in deren dichter Grundmasse mit blossem Auge nur Olivin, spärlicher Augit zu erkennen ist. Unter dem Mikroskope zeigen diese Basalte ein gleichförmiges Bild: Nephelin, Augit, Olivin und Magneteisen sind die wesentlichen Bestandteile; häufig ist eine Glasbasis vorhanden; accessorisch finden sich Apatit, Picotit und Biotit. Dadurch, dass sich in diesen Nephelinbasalten zuweilen Plagioklasleisten einstellen, gehen diese Gesteine in die vorige Gruppe der nephelinführenden Plagioklasbasalte über.

Wie in allen Basalten, setzen sich in den Hohlräumen und Spalten dieser Nephelinbasalte verschiedenartige Zeolithe und Kalkspat ab; auch mikroskopisch sieht man häufig die angehende Zersetzung und Umwandlung des Nephelins in Zeolithe.

H. Lenk führt in der oben citierten Abhandlung von 94 Punkten im Rhöngebirge Nephelinbasalte an, welche in Gängen das triasische Grundgebirge durchbrechen oder in Strömen sich in den Bergen ausbreiten. Auch der Grosse Dollmar (740 m) bei Meiningen, östlich der Werra gegen den südlichen Rand des Thüringer Waldes zu gelegen, ist eine Kuppe von Nephelinbasalt, dessen Stromreste über Keuper und Muschelkalk bis auf den Bunten Sandstein auflagern [1]).

Nach den chemischen Analysen enthält der Nephelinbasalt vom Dreistelz bei Brückenau 40,31 % Kieselsäure (spez. Gew. = 3,114), derjenige von der Kuppe des Kreuzberges oberhalb des Klosters 35,77 % Kieselsäure (spez. Gew. = 3,079), vom Bauersberg bei Bischofsheim 42,18 % (spez. Gew. = 2,886), und aus der Höhe bei Leubach, auf der Ostseite der Langen Rhön oberhalb Fladingen gelegen, 39,08 % (spez. Gew. = 2,91). Die vollständige Analyse des Nephelinbasaltes vom Dreistelz siehe unten S. 757 Nr. XIII.

Leucitführende Nephelinbasalte sind bisher nur von drei Orten in der Rhön angeführt worden: F. Zirkel erwähnt [2]) einen solchen Basalt, der sehr reich an Leucit und Augit sei, vom Schackenberg bei Schackau; K. Petzold (a. a. O. 1883, S. 46) derartige Basalte vom Schwarzen Hauk an der Strasse zwischen Abtsroda und Poppenhausen

[1]) Vergl. W. Frantzen, Die Störungen in der Umgebung des Grossen Dollmars bei Meiningen; mit geolog. Karte und Profilen; in Jahrb. der königl. preuss. geolog. Landesanstalt, Bd. I, S. 106—136. Berlin 1881. — H. Bücking, a. a. O. 1881, S. 173.

[2]) F. Zirkel, Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine, S. 458. Leipzig 1873.

und vom Hofe Neuwart am Ostfusse des Ebersberges, südwestlich von Poppenhausen gelegen. In diesen schwarzen, dichten Gesteinen sieht man mit blossem Auge nur Olivinkörner; unter dem Mikroskope wiegt der Augit an Menge bedeutend vor, daneben erscheinen Olivin, Leucit, Nephelin, Magneteisen, Apatit und Reste einer Glasbasis.

Endlich wurden aus der Rhön auch einige Limburgite bekannt, das sind schwarzglänzende, dichte Basalte mit reichlicher Glasbasis, in deren amorpher Masse unter dem Mikroskope nur Augit, Olivin, Magneteisen, selten Apatit und Picotit zu sehen sind, während die Nephelin- resp. Plagioklassubstanzen sich noch dissolut in der Glasgrundmasse befinden. Diese Basalte finden sich in Gängen und in Strömen nach H. Lenk in der südlichen Rhön: in der Kuppe des Sodenberges bei Hammelburg an der Saale, wo der Basalt in regelmässige Säulen abgesondert ist; ferner in der Platzerkuppe, dem südlichsten Ausläufer der Schwarzen Berge bei Platz östlich von Brückenau; auf der Ostseite des Ehrenberges bei Brückenau, auf der Westseite des Grossen Nallen bei Gersfeld und an einigen anderen Orten. H. Bücking beschreibt einen Limburgit aus der nördlichen Rhön vom Hundskopf bei Lengsfeld. Chemische Analysen von solchen Glasbasalten liegen nicht vor.

Eine ganz bedeutende Verbreitung in der Rhön besitzen die Basalttuffe; dies sind die bei den Eruptionen aus den Krateren ausgeschleuderten Lavastücke und -aschen, Schlacken (Lapilli), Gläser, Bomben, fremde in der Tiefe abgerissene Gesteine etc., welche zwischen den Basaltströmen lagern und sich auch in losen Massen gelegentlich in Kuppen (Schackenberg bei Schackau, Dachberg bei Rasdorf) vorfinden. Die tiefe Erosionsschlucht des romantischen Guckaitbales[1]) zwischen Pferdskopf und Eube, östlich von Poppenhausen gelegen, hat über dem im unteren Gehänge des Pferdskopfes lagernden Strom von Hornblendebasalt ein mächtiges Lager von lose aufgehäuften, unregelmässig geschichteten gelbbraunen und roten Tuffen durchschnitten: eine Unzahl von schwarzglänzenden Hornblendekrystallen liegen in lockeren Aschen, deren rotbrauner, thoniger Grundteig jedenfalls zum grossen Teil aus der Zersetzung von feinzerstäubten, glasreichen Basaltaschen entstanden ist.

R. Wedel (a. a. O. 1890, S. 35) beschreibt graue, gelbe und rote, thonreiche Tuffe, zahlreiche Brocken von Nephelinbasalt, von Buntsandstein und von Granit enthaltend, aus den Abhängen der Breitfirste; auf der Nordseite dieses Bergrückens liegen solche Basalttuffe regelmässig eingeschaltet über dem unteren dichten Plagioklasbasalt und unter dem Anamesit (Dolerit) des Sparhöfer Küppel und des Frauenberges.

Ein hochroter Basalttuff nordöstlich vom Kloster auf dem Kreuzberge enthält nach H. Lenk (a. a. O. 1887, S. 94) zahlreiche Knollen

[1]) Carl Cäsar v. Leonhard hatte diese Thalschlucht fälschlich für einen Krater erklärt (in Leonhards Zeitschr. für Mineralogie, Jahrgang 1827, S. 97. Frankfurt a. M.), welche Angabe sich auch noch in dem sonst recht guten Rhönführer von B. Spiess, S. 59. Würzburg 1882 vorfindet.

von Osteolith (phosphorsaurem Kalk), die durch Umsatz aus Apatit entstanden sein mögen.

Bei Tann im Ulsterthale und auf der Ostseite der Langen Rhön bei Kaltennordheim, am Gangolfsberg bei Urspringen (westlich Ostheim), dann in der südlichen Rhön am Bauersberg bei Bischofsheim, am Kreuzberge und an anderen Orten wechsellagern Basalttuffe mit den tertiären Süsswasserschichten und den oberoligocänen Braunkohlen-Ablagerungen, so dass die älteren Eruptionen in der Rhön jedenfalls schon zur oligocänen Zeit begonnen haben.

Ebenso häufig sind in der Rhön die losen Schlacken-Agglomerate, Aschen voller Lapilli, welche sich zuweilen, wie im Dachberge bei Rasdorf, im Rodenbacher Küppel bei Gersfeld, im Rabenstein nordöstlich vom Dammersfelde, ringförmig derartig anhäufen, dass man in ihren Gestalten noch Reste von ehemaligen Krateren erkennen will. Solche Schlacken-Anhäufungen sind besonders verbreitet im nördlichen Teile der Rhön, auf der Ostseite der Langen Rhön zwischen Fladungen und Oberelzbach, auch im Süden im Ressberg bei Kippelbach, in den Westgehängen der Schwarzen Berge bei Brückenau etc.; sie enthalten stets eine grosse Menge von Bruchstücken der durchbrochenen Gesteine des triasischen und krystallinen (Granite, Gneisse) Untergrundes. Zu welchen Arten von Basalt die zahlreichen Tuff- und Schlacken-Ablagerungen der Rhön gehören, wurde im einzelnen bisher noch nicht untersucht.

Wir haben demnach im Rhöngebirge die folgenden Eruptivgesteine kennen gelernt:

I. Trachytische Gesteine:

Phonolith, enthält als wesentliche Mineralien: Sanidin, Nephelin, Augit; auch Hornblende; der Gehalt an Kieselsäure beträgt 52—59 %.
Trachyt, enthält Sanidin, Hornblende, Augit.
Tuffe der Phonolithe und Trachyte.

II. Basaltische Gesteine:

Plagioklasbasalte:

1) Dichte, schwarze Plagioklasbasalte, enthalten Plagioklas, Augit, Olivin, Magneteisen; 46 % Kieselsäure.
2) Körnige, graue Anamesite (Trachydolerite, Dolerite), enthalten Plagioklas, Augit, Titaneisen; wenig oder keinen Olivin; 51—53 % Kieselsäure.

Nephelinführende Plagioklasbasalte (Basanite und Tephrite), enthalten Plagioklas, Nephelin, Augit, Magneteisen; wenig oder keinen Olivin; 41 % Kieselsäure.

a. Varietäten mit porphyrisch ausgeschiedener Hornblende oder Biotit:

Hornblendebasalt, mit Olivin und mit 41—43 % Kieselsäure.

Buchonit, ohne Olivin, 46 % Kieselsäure.

Nephelinbasalte, enthalten Nephelin, Augit, Olivin, Magneteisen; 36—42 % Kieselsäure.

a. Varietät: Leucitführender Nephelinbasalt.

Limburgite (Glasbasalte), enthalten Augit, Olivin und reichliche Glasbasis.

Tuffe der Basalte.

Wie diese verschiedenartigen Eruptivgesteine der Rhön sich ihrem Alter nach zu einander verhalten, ist bisher noch nicht genügend aufgeklärt worden; die Mehrzahl der oben citierten Autoren begnügen sich, die veralteten und im ganzen recht unvollkommenen Beobachtungen [1]) von W. Gutberlet zu wiederholen, ohne eigene geologische Untersuchungen über die Lagerungsverhältnisse der von ihnen mineralogisch bestimmten Rhöngesteine anzustellen. W. Gutberlet hielt die Phonolithe des Milseburgtypus für die ältesten Eruptivgesteine, da er Einschlüsse dieser Phonolithe in den Basalten fand; darauf seien die Hornblendebasalte gefolgt, dann trachytische Phonolithe; endlich die „Olivinbasalte"; Fr. Sandberger fügte zu diesem Schema noch den „Dolerit" (Anamesit) als jüngstes Eruptivgestein hinzu [2]).

Nach den schönen Aufschlüssen am Pferdskopfe und nach Beobachtungen von H. Lenk in der südlichen Rhön scheint wohl der Hornblendebasalt zu den ältesten Strombasalten der Rhön zu gehören; H. Lenk (a. a. O. 1887, S. 108) führt an, dass der echte Hornblendebasalt am Westabhange des Pilsterkopfes bei Brückenau von zwei kleinen Gängen eines glasführenden, feldspatfreien Nephelinbasaltes durchbrochen werde. Nach demselben Autor enthält der glasführende Nephelinbasalt vom Arnsberg bei Ober-Weissenbrunn Einschlüsse des in der Nähe (am Käuling bei Bischofsheim) anstehenden Phonolithes; auch der dichte Plagioklasbasalt vom Kreuzberg umschliesst Stücke desselben Phonolithes.

Die gegenseitigen Altersverhältnisse von dichtem Plagioklasbasalt und Anamesit erscheinen klar in der Breitfirste, welche durch die Arbeiten von Fr. Knapp und R. Wedel am besten von allen Rhönbergen bekannt ist; in seinen breiten Plateaus lagern über dem Untergrund von Buntsandstein, Muschelkalk und von tertiären Braunkohlenthonen zunächst mächtige und ausgedehnte Ströme des dichten, schwarzen Plagioklasbasaltes; über denselben legen sich rote und graue Basalt-

---

[1]) Die Beobachtungen von W. Gutberlet stammen aus den vierziger Jahren; dass derselbe damals die verschiedenen Eruptivgesteine, besonders die Basalte nur ungenügend voneinander trennen konnte, ist bei dem damaligen Stande der Petrographie natürlich. Aber das Profil, welches er vom Pferdskopf zeichnete (a. a. O. Aachen 1849, Tafel III, Fig. 1), hätte auch damals schon besser werden dürfen, da ja die Abhänge dieses Berges, vor allem dem Guckaithale zu, vortrefflich aufgeschlossen sind!

[2]) Fr. Sandberger, Zur Naturgeschichte der Rhön; in gemeinnützige Wochenschrift, Jahrgang 1881, Nr. 1—6. Würzburg.

tuffe; der höchste Teil der Breitfirste aber, der Frauenberg, auch der naheliegende Sparhöfer Küppel werden von dem dunkelgrauen, grobkörnigen Anamesit (Dolerit) zusammengesetzt und überlagern deutlich sowohl die Tuffe als jene dichten Plagioklasbasalte. Es ist dies eine Altersfolge der beiden verschiedenartigen Feldspatbasalte, wie wir sie in gleicher Weise aus dem Vogelsberge in der Umgegend von Giessen (oben S. 741) kennen gelernt haben. Ausserdem kommen in der Umgebung der Breitfirste, im Stoppelsberge und im Rosengärtchen echte Nephelinbasalte vor, von denen R. Wedel annimmt, dass sie älter als jene beiden Feldspatbasalte seien; wenigstens wird dieser Nephelinbasalt im Stoppelsberge von Anamesit überlagert. Limburgit bildet einen Gang im Nephelinbasalt des Stoppelsberges.

Die Eruptionen von Eruptivgesteinen in der Rhön haben, wie wir oben bemerkten, in der oberoligocänen Zeit begonnen und sich wahrscheinlich während der ganzen übrigen Tertiärzeit fortgesetzt. Seit dem Ende der tertiären Periode fingen die Denudation und Erosion an, die weit ausgebreiteten Lavaströme, die Tuff- und Schlacken-Ablagerungen und die jedenfalls in grosser Anzahl bestandenen Kraterwälle zu zerstören; diese unablässige Kraft des fliessenden Wassers hat aus dem ehemals wahrscheinlich einheitlich geschlossenen Vulkangebiete der Hohen Rhön ein vielfach zerschnittenes Gebirge herausgemeisselt; besonders tief wurde der westliche Teil des Gebietes zerschnitten, aus welchem die „kuppenreiche“ Rhön geschaffen wurde, während die östliche Hälfte, die Lange Rhön mit dem Abtsröder Gebirge (Wasserkuppe und Umgebung) und der südlichen Fortsetzung (Kreuzberg, Schwarze Berge), kompaktere Gestalten behielt.

Eine sehr grosse Anzahl von vulkanischen Trabanten umstehen rings herum die „Hohe Rhön“; eine unzählige Menge von kleinen Vulkanen war in weitem Umfange thätig: nach Süden bis an die Mündung der fränkischen Saale in den Main, wo die Basaltkuppen des Soden- und Reussenberges vom Muschelkalkplateau auf Hammelburg an der unteren Saale hinabschauen. Nach Südosten können wir die zahlreichen Basaltkegel auf den Keuperflächen der Hassberge (im Bramberger Walde bei Burgpreppach) und bei Hildburghausen (Gleichberge) hinzurechnen; hier steht verloren unter den Basalten eine vereinzelte Phonolithkuppe, die Feste Heldburg [1]), 15 km westlich von Koburg gelegen. Im Osten lassen sich die Basalteruptionen verfolgen bis an den Südrand des Thüringer Waldes (Feldstein bei Themar, Grosse und Kleine Dollmar östlich der Werra bei Meiningen und Wasungen); gen Norden begleiten einzelne Basaltpunkte die Werra hinab bis an das Nordende des Thüringer Waldes (Stoffelskuppe [2]) bei Eisenach, ein Limburgit im Bunten Sandstein). Nach dem Vogelsberge hin-

[1]) O. Luedecke, Der Phonolith der Heldburg bei Koburg, in Zeitschr. für die gesamte Naturwiss., 52. Bd., S. 266—302: mit 1 Tafel. Halle 1879.

[2]) E. Laufer, Der Basalt der Stoffelskuppe bei Marksuhl nahe Eisenach; in Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch., 30. Bd., S. 81—95. Berlin 1878. — G. Bornemann, Bemerkungen über einige Basaltgesteine aus der Umgegend von Eisenach; in Jahrb. der königl. preuss. geolog. Landesanstalt, Bd. III, S. 149—157. Berlin 1883.

über liegen zahlreiche Verbindungspunkte, von denen wir die grösste Basaltmasse in der Breitfirste bei Schlüchtern kennen gelernt haben; ebenso hören die Basaltkegel gegen Nordwesten die Fulda hinab nicht auf bis zu dem vulkanischen Knüllgebirge bei Hersfeld.

Chemische Analysen von jüngeren Eruptivgesteinen aus dem Hegau, von der schwäbischen und fränkischen Alp, aus dem Odenwald, dem Vogelsberg und der Rhön.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2 . . .	55,01	35,56	33,89	39,16	45,04	40,53
Al_2O_3 . .	21,67	11,25	9,93	10,06	11,35	14,89
Fe_2O_3 . .	1,95	6,62	15,63	6,54	13,92	1,02
FeO . . .	1,86	6,67	—	7,71	4,89	11,07
MnO . . .	0,22	—	Spur	0,11	0,18	0,16
CaO . . .	2,12	8,99	15,19	15,30	7,86	14,62
MgO . . .	0,13	14,68	16,14	13,74	4,62	8,02
Ka_2O . .	3,54	1,75	—	1,46	2,93	1,95
Na_2O . .	9,78	3,86	2,86	2,38	7,86	2,87
H_2O . . .	2,17	1,72	2,90	1,55	1,52	1,44
TiO_2 . .	0,27	8,03	0,64	1,52	—	1,80
P_2O_5 . .	0,08	Spur	1,41	0,75	0,12	1,32
SO_3 . . .	0,41	—	CO_2 1,41	0,58	—	CO_2 0,17
Cr_2O_3 . .	—	2,66	Spur	Spur	—	Spur
Summen:	99,21	101,79	100,00	100,86	100,29	99,86
Spez. Gew.:	2,513	3,046	3,04	3,023	3,096	3,043

	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
SiO_2 . .	51,69	43,89	51,91	42,68	46,92	52,21	40,31
Al_2O_3 . .	15,72	19,25	19,58	9,42	11,75	14,62	12,24
Fe_2O_3 . .	3,25	—	6,39	11,55	11,67	10,77	5,77
FeO . . .	6,80	12,00	2,30	7,23	3,85	3,20	10,92
MnO . .	Spur	Spur	Spur	—	0,57	—	Spur
CaO . . .	9,38	10,58	5,50	13,15	10,68	8,72	12,12
MgO . .	4,85	2,81	0,54	10,09	6,61	5,02	9,10
Ka_2O . .	1,05	1,73	3,32	1,16	0,37	0,55	1,08
Na_2O . .	3,90	9,13	7,70	2,71	3,73	1,77	7,52
H_2O . .	1,42	—	0,50	1,06	1,21	0,09	0,29
TiO_2 . .	1,51	1,24	1,56	0,51	0,72	1,36	0,89
P_2O_5 . .	—	1,39	0,72	1,29	0,24	0,52	0,45
SO_3 . . .	0.87	BaO 0,17	Spur	—	CO_2 0,20	0,19	Spur
Cr_2O_3 . .	—	—	Spur	—	Cu As Sn 0,21	—	Spur
Summen:	100,44	102.19	100,02	100,85	98,73	99,02	100,69
Spez. Gew.:	2,931	—	2,713	3,114	2,953	2,89	3,114

I. Phonolith vom Hohentwiel im Hegau, nach Fr. Föhr, Die Phonolithe des Hegaus, S. 8. Würzburg 1883.

II. Basalt vom Hohenstoffeln im Hegau, nach U. Grubenmann, Die Basalte des Hegaus, S. 35. Frauenfeld 1886.

III. Basalt vom Hochbohl unter der Teck bei Kirchheim, nach A. Stelzner. II. Beilageband zum N. Jahrb. Min. S. 398. Stuttgart 1883.

IV. Basalt von Oberleinleiter auf dem fränkischen Jura, nach A. Leppla und A. Schwager, in Münchener geognostische Jahreshefte I, S. 69. Cassel 1888.

V. Nephelinbasalt vom Katzenbuckel im Odenwald, nach H. Rosenbusch, Der Nephelinit vom Katzenbuckel. Diss. Freiburg 1869.

VI. Nephelinbasalt vom Rossberg bei Darmstadt, nach Th. Petersen, im N. Jahrb. Min. 1869, S. 36.

VII. Anamesit von Steinheim am Main bei Hanau, nach Fr. Hornstein, 1869, S. 340.

VIII. Nephelin-Dolorit von Meiches im Vogelsberge, nach A. Knop, N. Jahrb. Min. 1865, S. 696.

IX. Phonolith vom Käuling bei Bischofsheim in der Rhön, nach H. Lenk, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön, S. 36. Würzburg 1887.

X. Hornblendeführender Feldspatbasalt vom Totenköpfchen (Grossen Nallen) bei Gersfeld in der Rhön, nach H. Sommerlad, N. Jahrb. Min., Beilageband II. S. 155. Stuttgart 1883.

XI. Dichter Feldspatbasalt vom Schelmeneck bei Schwarzenfels in der Rhön. nach Fr. Knapp, Die doleritischen Gesteine des Frauenberges, S. 24. Würzburg 1880.

XII. Anamesit (Dolerit) vom Taufstein, Gipfel des Frauenberges (Breitfirste) bei Heubach in der Rhön, nach R. Wedel, Jahrb. preuss. geologischer Landesanstalt 1890, S. 22.

XIII. Nephelinbasalt vom Dreistelz bei Brückenau, nach H. Lenk, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön, S. 60. Würzburg 1887.

m. Basalte im nördlichen Teil des hessischen Waldgebirges (Knüll, Habichtswald, Reinhartswald, Kaufunger Wald und Meissner).

In der weiteren Umgegend von Cassel sind in den in der Ueberschrift genannten Bergen und Gebirgen gleichzeitig mit den viel bedeutenderen Eruptionen des Vogelsberges und der Rhön zur Tertiärzeit eine unzählige Menge von einzelnen Basaltausbrüchen erfolgt; die weiten und durch zahlreiche Thäler durchschnittenen Buntsandsteingebiete zwischen der nördlichen Fortsetzung des Thüringer Waldes an der unteren Werra, dem Kellerwalde, welcher der östlichste Ausläufer des niederrheinischen Schiefergebirges ist, und dem oberen Laufe der Weser (von Münden bis Karlshafen) sind gekrönt von vielen hundert Basaltkuppen, von denen die meisten nur eine geringe Ausdehnung besitzen; die etwa 4 km lange, 2 km breite Basaltplatte des Meissner (750 m), bei Gross-Almerode 25 km südöstlich von Cassel gelegen, ist die grösste, zusammenhängende Basaltmasse der ganzen Gegend. Bei sehr vielen dieser Eruptivkuppen blieben unter der schützenden Basaltdecke Reste der einst bedeutend weiter ausgedehnten oberoligocänen Braunkohlen-Ablagerungen erhalten; auch hier sind die Braunkohlengruben unter der Basaltdecke des Meissner die wichtigsten und die am längsten abgebauten.

Das Knüllgebirge bildet die nächste Fortsetzung des Vogelsberges nach Norden und liegt zwischen der Fulda und der Schwalm, bei Hersfeld, Rotenburg an der Fulda und Homberg an der Efze; die Basaltkuppen des Eisenberges bei Hersfeld mit 636 m und des

Knüllkopfes bei Schwarzenborn mit 632 m sind die höchsten Erhebungen dieses kleinen Gebirges (Hersfeld, Höhenmarke der Europäischen Gradmessung am Bahnhofe 203,7 m; Bebra, dieselbe am Bahnhofe 205,9 m). Ueber die Eruptivgesteine des Knüllgebirges liegen zwei Arbeiten von K. Oebbeke und H. Wolff vor [1]), welche eine Anzahl der dortigen Basalte mineralogisch und zum Teil chemisch untersucht haben; Oebbeke nennt 22 gewöhnliche Feldspatbasalte, 23 nephelinführende Feldspatbasalte, 9 Nephelinbasalte und 2 Limburgite. Ueber die geologische Lagerung und die Beziehungen dieser Basalte zu einander erfahren wir dabei sehr wenig.

Ueber die Basalte und Basalttuffe des Habichtswaldes wissen wir noch weniger; es sind dies die Berge westlich von Cassel, zwischen Fulda, Eder und Diemel gelegen; die Basaltkuppen sitzen dem Bunten Sandstein auf; sie enthalten sowohl Feldspat- wie Nephelinbasalte, welche jedoch noch nicht näher untersucht wurden. Wir können hier nur eine kurze Mitteilung von F. Rinne erwähnen, der auf einigen Wanderungen durch das Eruptionsgebiet des Habichtswaldes 21 Glasbasalte sammelte und mikroskopisch untersuchte [2]). Diese Basalte erscheinen meist in Kuppen und sind häufig in schöne Säulenbündel („Blumenstein" bei Zierenberg) abgesondert. Mit blossem Auge sind in den schwarzen Gesteinen nur Olivine, gelegentlich auch Augite zu erkennen. Unter dem Mikroskope sind die Gesteine oft reich an brauner Glasbasis (Schreckenberg bei Zierenberg, Junkerskopf bei Metze); doch führen auch die übrigen von F. Rinne untersuchten Basalte stets mehr oder weniger reichlich eine glasige Grundmasse; in dem Glase liegen in Krystallen ausgeschieden: Augit, vorherrschend und in zwei Generationen; Olivin, Apatit, Magneteisen, Titaneisen; in geringer und schwankender Menge Plagioklas, Nephelin und Leucit. Ob diese Basalte glasige Ausbildungen der Plagioklas- oder der Nephelinbasalte sind, hat F. Rinne nicht untersucht; jedenfalls wird der allein analysierte Glasbasalt vom Hahn bei Holzhausen zu den Nephelinbasalten zu rechnen sein, da sein Gehalt an Kieselsäure nur 42% beträgt; das spezifische Gewicht desselben ist 2,968.

Einen melilithführenden Nephelinbasalt, reich an Hauyn, erwähnt A. Stelzner [3]) von Grebenstein bei Hofgeismar, gleichzeitig mit dem von F. Zirkel [4]) beschriebenen, ebenfalls melilithführenden Nephelinbasalte (auch mit Hauyn, Leucit, Perowskit) vom Hamberge bei Bühne, eine Basaltkuppe, die bereits ausserhalb des Gebietes vom

---

[1]) K. Oebbeke, Beiträge zur Kenntnis einiger hessischer Basalte; mit 2 Tafeln; in Jahrb. der königl. preuss. geolog. Landesanstalt, Bd. IX., S. 390—416. Berlin 1889. — H. Wolff, Beiträge zur chemischen Kenntnis der basaltischen Gesteine des Knüllgebietes (Kurhessen). Dissertation. München 1890.

[2]) F. Rinne, Ueber Limburgite aus der Umgebung des Habichtswaldes; in Sitzungsberichte der königl. preuss. Akademie der Wissensch. zu Berlin. Jahrgang 1889, S. 1007—1026. Berlin 1889.

[3]) A. Stelzner, Ueber Melilith und Melilithbasalte, in N. Jahrb. Min., II. Beilageband, S. 432. Stuttgart 1883.

[4]) F. Zirkel, Mikromineralogische Mitteilungen, in N. Jahrb. Min. 1872, S. 4. Stuttgart.

Habichtswalde, nördlich der Diemel auf der Warburger Börde zwischen Borgentreich und Trendelburg gelegen ist.

Auch im **Reinhartswalde**, auf der linken Seite der Weser zwischen Münden und Karlshafen gelegen, erheben sich auf dem ca. 300 m hohen Buntsandsteinplateau mehrere Basaltkuppen, von denen der Kegel des Staufenberges 469 m, der sargförmige Gahrenberg 464 m, der Ahlberg 391 m über den Meeresspiegel aufragen. Mitten im einsamen Hochwalde versteckt liegt die Sababurg (347 m), jetzt ein Forsthaus, zunächst von der einst berühmten Benediktiner-Abtei Bursfelde (1093 bis 1542) an der Weser am Einfluss der Nieme zu erreichen.

Das Gestein des Kegels der **Sababurg** ist ein dunkelgrauer Basalt [1]), und zwar ein ähnlicher Anamesit wie vom Vogelsberge, da Plagioklas, Augit, Magneteisen und Titaneisen ein körniges Gemenge bilden und Olivin in geringer Menge vorhanden ist; auch Apatit kommt vor. Auf Anamesit weist auch der verhältnismässig hohe Gehalt an Kieselsäure mit 54,6 %; das spezifische Gewicht ist 2,821.

Am Nordfusse des Anamesitkegels liegen in einem verwitterten Basalttuffe [2]) bis faustgrosse Knollen von einem zum Teil schlackigen Glasbasalt und von reinem Basaltglas (Tachylyt); dieser sogen. Tachylyt (auch Hyalomelan oder „schlackiger Augit" genannt) von der Sababurg wurde auch von F. Zirkel [3]) uud H. Rosenbusch [4]) besprochen. Dieser Tachylyt führt allerdings seinen Namen wie lucus a non lucendo, wie H. Rosenbusch bemerkt, da er im Gegensatz zu anderen Basaltgläsern (Säsebühl bei Dransfeld, Gethürms und Bobenhausen im Vogelsberg, Ostheim bei Windecken in der Wetterau) sehr schwer löslich in Säuren uud auch schwerer schmelzbar als jene ist. Der blauschwarze Tachylyt der Sababurg besteht unter dem Mikroskope vorherrschend aus amorphem, braun durchsichtigen Glase, in welchem zahlreiche Dampfporen, wenige Plagioklasleisten und Magneteisenkryställchen, Haufwerke von undurchsichtigen, gefiederten und baumförmig verzweigten Mikrolithen, auch sphärolithische Gestalten bei starker Vergrösserung sichtbar werden.

Die chemische Zusammensetzung der Tachylyte von der Sababurg I, vom Säsebühl bei Dransfeld (10 km westlich Göttingen) III, von Bobenhausen bei Ulrichstein im Vogelsberg IV und des Anamesites vom Kegel der Sababurg II ist nach H. Möhl (a. a. O. 1871, S. 41. 42) die folgende:

---

[1]) H. Möhl, Die Gesteine (Tachylyt, Basalt und Dolerit) der Sababnrg in Hessen, nebst Vergleichung mit ähnlichen Gesteinen; mit 2 Tafeln. Im 16. bis 18. Bericht des Vereins für Naturkunde zu Cassel, 48 S. Cassel 1871.

[2]) H. Möhl hielt die Tachylyt- und Basaltknollen fälschlich für gangförmige Ausfüllungsmassen.

[3]) F. Zirkel, Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine, S. 436. Leipzig 1873.

[4]) H. Rosenbusch, in N. Jahrb. Min. 1872, S. 147 ff., und Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine; 2. Aufl., S. 740 ff. Stuttgart 1887.

	I	II	III	IV
SiO_2 . . .	54,93	54,62	55,74	51,08
Al_2O_3 . . .	19,46	16,42	12,40	16,38
Fe_2O_3 . . .	3,68	3,92	13,16	4,27
FeO . . .	6,48	7,88		7,33
MnO . . .	0,06	0,33	0,19	0,31
CaO . . .	6,27	7,23	7,28	8,12
MgO . . .	2,16	2,08	5,92	2,07
Ka_2O . . .	0,73	1,35	0,60	3,63
Na_2O . . .	3,14	4,23	3,88	6,12
H_2O . . .	2,16	1,24	2,73	0,78
TiO_2 . . .	0,28	1,26	—	1,24
P_2O_5 . . .	0,04	0,83	—	0,05
Summen:	99,29	101,39	101,90	101,38
Spez. Gew.:	2,765	2,821	2,581	2,715

Dass der Basalttuff, in welchem der Tachylyt liegt, zu dem Anamesit des Schlosskegels der Sababurg gehört, scheint aus der Uebereinstimmung der beiden Analysen (I und II) hervorzugehen; das spezifische Gewicht ist in dem auskrystallisierten Gestein naturgemäss etwas höher als in dem amorphen Glas.

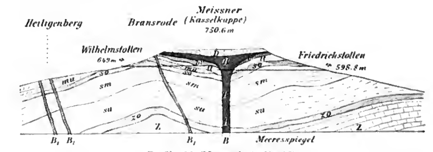
Die Basaltknollen desselben Tuffes am Nordfusse der Sababurg bestehen aus einem schwarzen Glasbasalt, in dessen brauner Glasgrundmasse unter dem Mikroskope Krystalle von Plagioklas, Augit, Titaneisen, Magneteisen, wenig Olivin ausgeschieden liegen; auch hier erfüllen Dampfporen und Mikrolithe (Trichite) die Glasbasis. Soweit sich aus der ziemlich unsicheren Bestimmung von H. Möhl ersehen lässt, dürfte die Zusammensetzung dieser Glasbasaltknollen aus den Tuffen derjenigen des auskrystallisierten Anamesites (Dolerites) des Burgkegels entsprechen.

Wir schliessen diese Reihe von Eruptivgesteinen aus dem Bereiche des hessischen Waldgebirges mit der Betrachtung des für die Geschichte der geologischen Wissenschaft bedeutsamen und jedem deutschen Geologen bekannten Basaltrückens des Meissner[1]); dieser Berg

---

[1]) Litteratur über den Meissner: J. Schaub, Physikalisch-mineralogisch-bergmännische Beschreibung des Meissner, eines merkwürdigen Basalt- und Steinkohlengebirges in Hessen. Cassel 1790. — Oberförster B. Hundeshagen, Beschreibung des Meissners; mit Geolog. Karte und zwei Profilen; in Taschenbnch für die gesamte Mineralogie, herausgegeben von K. C. v. Leonhard, XI. Jahrg., 1. Abt., S. 1—58. Frankfurt am Main 1817. — Fr. Hoffmann, Geognostische Bemerkungen über die Basalte der Gegend des Meissners und ihren vulkanischen Ursprung; in Annalen der Physik, herausgegeben von L. W. Gilbert, 75. Bd., S. 323—330. Leipzig 1823; hier erwähnt Fr. Hoffmann zuerst, dass der Friedrichsstollen „vor den Basalt gefahren ist“ (S. 325), während zur Zeit der vorcitierten Abhandlung von Hundeshagen (1817) der Friedrichsstollen noch in der Kohle stand und den Basaltschlot noch nicht erreicht hatte. — K. C. v. Leonhard, Die Basaltgebilde in ihren Beziehungen zu normalen nnd abnormen Felsmassen, II. Abt., S. 286—294; im zugehörigen Atlas Tafel VII, Fig. I, ein Profil des Meissners. Stuttgart 1832. — Fr. Moesta, Geologische Schilderung der Gegend zwischen dem Meissner und dem

liegt südlich vom Kaufunger Walde auf der linken Seite der Werra zwischen Waldkappel und Gross-Almerode, 25 km südöstlich von Cassel, und erhebt sich in der „Casselkuppe" bis zu 750,634 m über Normalnull. Die Basaltdecke des Meissner hat verschiedene Mächtigkeiten bis zu 150 m; unter ihr und von derselben vor der Denudation beschützt, lagern oligocäne Braunkohlen und Sande von etwa 50 m Mächtigkeit; endlich folgt die Unterlage der Trias, meist Buntsandstein, auf der Nordwestseite auch Muschelkalk. Diese Lagerung wird ersichtlich aus dem nachstehenden Profile:



Profil 136 (Massstab 1 : 25,000)
durch den Meissner bei Gross-Almerode in Kurhessen, nach Fr. Moesta und Fr. Beyschlag 1867 und 1886.

D = Dolerit des Plateaus.
B = Dichter Feldspatbasalt.
B_1 = Gänge von dichtem Basalt.
br = Braunkohle, tt = Thon und Sand } der oligocänen Tertiärstufe.
mu = Unterer Muschelkalk (Wellenkalk).
so = Oberer, sm = Mittlerer, su = Unterer } Buntsandstein.
zo, Z = Zechstein.

Fünf Kilometer westlich des Meissner steht die Basaltkuppe des Hirschberges (640,5 m) nahe bei Gross-Almerode, in welchem Berge sich die geologischen Verhältnisse des Meissner wiederholen; zwischen beiden Bergen verlaufen Verwerfungen in Nordnordost und umschliessen Muschelkalk und Keuper in einer schmalen Grabenversenkung.

Der grösste Teil des Meissnerplateaus besteht aus einem grobkörnigen Basalte und hat gerade für dieses Gestein vom Meissner Hauy den Namen „Dolerit" zuerst aufgestellt [1]). Es ist ein dunkelbräunlich-

Hirschberge in Hessen, mit besonderer Berücksichtigung der daselbst auftretenden basaltischen und tertiären Bildungen, nebst einer geolog. Karte und einem Blatte mit Gebirgsprofilen. Dissertation. Marburg 1867. — Blätter Allendorf, Waldkappel und Gross-Almerode der geologischen Karte von Preussen, im Massstabe 1 : 25.000, geognostisch aufgenommen von Fr. Moesta 1869—1878; Erläuterung zu Blatt Waldkappel, Berlin 1876, von Fr. Moesta; nach dessen Tode die Erläuterungen zu den Blättern Allendorf und Gross-Almerode geschrieben von Fr. Beyschlag. Berlin 1886.

[1]) Von δολερός (betrügerisch) wegen seiner täuschenden Aehnlichkeit mit „gewissen Varietäten des Grünstein oder des Diorites"; Abbé Hauy, Traité de Minéralogie, 2me Ed., tome IV, p. 573. Paris 1822: „se trouve à la cime du mont

graues Gestein, in dessen grobkörnigem Gefüge man mit blossem Auge die bis 5 mm langen, frisch glänzenden Plagioklase in leisten- und in breitsäulenförmigen Krystallen, welche häufig wasserhell durchscheinen, die schwarzen Augitkrystalle und scharfe, lebhaft glänzende Magneteisenkrystalle sieht; dieses Gestein unterscheidet sich wesentlich von den stets feinkörnigeren, heller gefärbten, in der Regel porösrauhen Anamesiten des Vogelsberges und der Unter-Maingegend. Unter dem Mikroskop erkennt man: frische, polysynthetische Zwillingskrystalle von Plagioklas in vorherrschender Menge; viel bräunlichgrün durchsichtige Augite in Krystallen und in Körnern; wenig Olivin in Körnern; lange, dünne Apatitnadeln und schwarze Magnet- und Titaneisenkrystalle; wenig Glasreste füllen einzelne Räume zwischen den Krystallen.

Unter dieser Doleritdecke des Meissnerplateaus lagert ein dichter, schwarzer Plagioklasbasalt; da dieser untere, dichte Basalt an sehr vielen Punkten des Steilrandes rings unterhalb der Doleritdecke hervortritt, auch in dem Dach der Braunkohlengruben nur dieser dichte Basalt, kein Dolerit angetroffen wurde, scheint es, dass derselbe überall die Unterlage der Doleritdecke bildet. Dieser dichte Basalt hat im allgemeinen dieselbe Zusammensetzung wie der Dolerit, nur enthält er mehr Olivin, auch etwas mehr Glasreste, besitzt eine sehr feinkörnige Struktur und weist einen geringeren Kieselsäuregehalt auf, als der Dolerit (44—48 % gegen 50—54,4 %). Ob diese beiden verschiedenen Basalte ineinander übergehen oder getrennte Ströme verschiedenen Alters bilden, ist bis jetzt noch nicht nachgewiesen worden; die meisten Forscher nehmen den zweiten Fall an, welcher auch mit unseren übrigen Erfahrungen über die verschiedenartigen Plagioklasbasalte im hessischen Waldgebirge (Vogelsberg, Rhön) übereinstimmen würde [1]).

Wir führen hier die folgenden chemischen Analysen an von Dolerit I vom Braunshohl auf dem Plateau des Meissner, von dichtem Basalt II von der Kitzkammer am Westabhange des Meissner, beide Analysen nach Fr. Moesta a. a. O. 1867, S. 34, und von dichtem

Meissner et passe pour un grünstein". — Hundeshagen (a. a. O. 1817) nennt den Dolerit des Meissner noch „Grünstein". — Ein grobkörniges Doleritstück, das ich von der jetzt abgebauten kleinen Basaltkuppe am Alpstein bei Kirchhosbach südlich vom Meissner (Blatt Waldkappel) abgeschlagen, sieht gerade aus wie ein körniger Diabas, mit vorherrschenden hellgrünlichgrauen, matten Feldspaten, und mit braunschwarzen Angiten. Mit den Anamesiten aus der unteren Maingegend und aus dem Vogelsberge haben diese Dolerite vom Meissner und Umgegend keine Aehnlichkeit, obwohl materiell kein bedeutender Unterschied zwischen den beiden Gesteinsarten besteht. Die Anamesite sind eher den trachytischen, resp. andesitischen Gesteinen ähnlich, daher wurden sie bisweilen auch als Augit-Andesite und als Trachydolerite bezeichnet; sie sind arm an Olivin und enthalten vorherrschend Titaneisen neben wenig Magneteisen (vergl. oben S. 741).

[1]) Leider fehlt die genaue petrographische Beschreibung der Meissnerbasalte in den Erläuterungen der beiden Meissnerblätter Allendorf und Waldkappel der geologischen Karte von Preussen im Massstabe 1 : 25,000; diese Blätter wurden von Fr. Moesta geognostisch aufgenommen; nach dessen Tode hat Fr. Beyschlag den Text zu Blatt Allendorf geschrieben. Auch für die Basalte des naheliegenden Hirschberges fehlt im Texte zu Blatt Allendorf sowohl die mikroskopische Untersuchung der in diesem Berge vorhandenen Basalte, wie eine klare Darstellung der geologischen Verhältnisse der verschiedenen Basalteruptionen.

Basalt III aus der Mitte des im Friedrichsstollen durchfahrenen Basaltkanales (Erläuterung zu Blatt Allendorf 1886, S. 47):

	I	II	III
SiO_2	54,39	48,28	44,39
Al_2O_3	10,09	13,56	13,12
Fe_2O_3	7,07	6,35	4,19
FeO	5,79	6,70	7,38
CaO	8,89	11,44	9,55
MgO	6,49	8,70	9,54
Ka_2O	2,17	2,84	2,22
Na_2O	4,16	1,11	4,17
H_2O	0,57	1,51	1,96
TiO_2	—	—	2,40
P_2O_5	1,21	—	0,93
SO_3	—	—	0,17
CO_2	—	—	0,16
Summen:	100,83	100,49	100,18
Spez. Gew.:	2,852	2,896	—

Der Dolerit des Meissner ist unregelmässig dickplattig abgesondert und zerfällt in ungestaltige Blöcke; der dichte Basalt ist zuweilen säulenförmig abgesondert und zeigt eine schöne Säulenbildung besonders an der Kitzkammer am Westabhange des Meissnerplateaus.

Was nun am Meissner die Geologen stets in erhöhtem Maasse interessiert hat, das sind die folgenden beiden Beobachtungen, die bei dem seit 300 Jahren betriebenen Abbau der Braunkohlenlager unter der Basaltdecke gemacht wurden.

Die Braunkohlen-Ablagerungen über der Triasunterlage streichen fast überall rings um das Basaltplateau zu Tage aus; über Sanden und Thonen von 15—20 m Mächtigkeit liegt ein bis 37 m mächtiges Braunkohlenlager, dessen Mächtigkeit im Mittel 20 m ist, und das sich stellenweise auch ganz auskeilt; eine dünne Schicht von Thon trennt die Braunkohle von dem überlagernden Basalte. Die Hitze des einst über diese Braunkohlenbildung überfliessenden Basaltstromes hat nun diese oberste Thonschicht in einen harten Schiefer umgeschmolzen (von den Bergleuten „Schwühl" genannt), und hat die zunächst unterliegende Braunkohle zu dichter Steinkohle verkoakst und verbrannt, und zwar wurden die obersten Braunkohlen zu einer anthracitisch glänzenden, kieselig harten Kohle umgewandelt; dann folgt die „Stangenkohle", eine in senkrecht stehende, zolldicke Säulchen abgesonderte Glanzkohle, darauf glasglänzende Pechkohle mit wachsartigem Glanze und mit muscheligem Bruche; dieselben ruhen auf einer dickeren Schicht sogen. „Schwarzkohlen", einer ziemlich dichten Braunkohle von dunkler Farbe und guter Heizkraft (nach Fr. Moesta a. a. O. 1867, S. 24). Diese in einer Mächtigkeit bis zu 6 m zu Steinkohlen umgewandelten Braunkohlen bilden den allein wertvollen Teil des Braunkohlenlagers im Meissner; denn die tiefer liegenden, nicht veränderten, gewöhnlichen Braunkohlen besitzen eine geringe Heizkraft.

Die zweite, noch wichtigere Erscheinung im Meissner ist die Thatsache, dass im nördlichen Teil des Berges vom Friedrichsstollen der Ausbruchskanal des dichten Basaltes durchfahren worden ist; es ist dies ein besonders glücklicher Zufall. Gerade unter der höchsten Fläche des Meissnerplateaus, unter der „Casselkuppe", und zwar in 160 m Tiefe unter dem höchsten Punkte (750,6 m über Normalnull) derselben, wurde im Jahre 1820 ein in die Tiefe setzender Basaltschlot angefahren, später umfahren und durchfahren, dessen mit Winkeln von 40—80° abwärts in die Tertiärschichten absinkende Trichterform durch die rings umgehenden Baue nachgewiesen wurde; dieser nach unten sich verjüngende Basaltkegel besitzt im Niveau des Friedrichsstollen einen Durchmesser von 110 m und einen kreisrunden Querschnitt. Wir haben oben S. 329—331 die Entstehung dieser Explosionstrichter bei den Vulkanen und ihre nachträgliche Ausfüllung mit Lava (Basalt) kennen gelernt; ähnliche Beispiele, wie wir hier im Meissner unter Tag ein solches vor uns sehen, sind oberirdisch in tief abgebauten Basaltkuppen an vielen Orten, so z. B. am Niederrhein, bekannt [1]).

Der Basaltschlot im Friedrichsstollen ist mit dem dichten, schwarzen Basalt des Meissner erfüllt, so dass also durch diesen Kanal nur die untere Basaltdecke des Meissner aus der Tiefe heraufgestiegen ist; einen zweiten Kanal hat man in den ziemlich ausgedehnten Braunkohlenbauten des Meissner bis jetzt nicht angetroffen [2]).

Zum Schlusse erinnern wir daran, dass gerade der Meissner mit seiner über Braunkohlenschichten ausgebreiteten Basaltplatte der neptunistischen Schule von Abraham Gottlob Werner am Ende des vorigen Jahrhunderts als ein Beweisobjekt der Ablagerung des Basaltes aus dem

[1]) C. C. v. Leonhard (Basaltgebilde II, S. 293, 1832) erwähnt beiläufig, dass im Friedrichsstollen ein sich absenkender Teil der Basaltdecke des Meissner angefahren sei, und zeichnet sein Profil des Meissner (Tafel VII, Fig. 1) nicht mit einem Basaltstiel, ohne jedoch auf die Sache näher einzugehen; derselbe führt ein ganz gleiches Beispiel für einen durch Braunkohlengrubenbau aufgeschlossenen Basaltschlot unter der Basaltkuppe des Ziegenberges im Habichtswald an (vgl. Basaltgebilde I, S. 315 und Profil Tafel XII, Fig. 6); im Ziegenberg wurde ebenfalls die Braunkohle in „stänglichte anthrazitartige Absonderungen" durch die Hitze der durchbrechenden Lava umgeändert (das. II, S. 301). — Fr. Beyschlag versucht die Deutung der vom Friedrichsstollen durchfahrenen Basaltmasse als Eruptionsschlot zu leugnen, ohne Beweise für seine Ansicht, welche allen bisherigen Beobachtern (von dem Gewichte eines Friedrich Hoffmann — vgl. auch dessen Geschichte der Geognosie, Profil des Meissners auf S. 83. Berlin 1838 —, eines Leopold v. Buch u. a.) dieser Erscheinung widerspricht, beizubringen oder neue Thatsachen anzuführen; derselbe sagt in seiner kurzen Besprechung auch kein Wort darüber, wie denn die Entstehung eines solchen trichterförmigen, kreisrunden Loches von 110 m horizontalem Durchmesser, das bis auf 50 m Tiefe bekannt ist, in den Tertiärschichten, die im übrigen sehr regelmässig lagern, auf irgend eine andere Weise erklärt werden könnte oder zu denken wäre, falls dieses Loch nicht ein ehemaliger Explosionstrichter sein sollte. — Ich brauche hier kaum zu erwähnen, dass ich persönlich den berühmten Basaltschlot im Bau des Friedrichsstollen unter dem Meissnerplateau befahren und kennen gelernt habe.

[2]) Eine dahin gehende Angabe von Fr. Moesta (a. a. O., S. 25, 1867) für den Dolerit über dem Schwalbenthal scheint sich nicht bestätigt zu haben, da Moesta auf einen solchen zweiten Basaltkanal in der Erläuterung zu Blatt Waldkappel 1876, S. 20 nicht wieder zurückkommt.



Wasser gegolten hat; der letzte bedeutende Vertreter dieser Schule, G. Bischof, führt noch im Jahre 1866 den Meissner als einen Beweis für seine Theorie an [1]), dass der Basalt durch wässerigen Umsatz aus Thonschiefer entstanden sei, und fragt (S. 384), ob nicht im Habichtswalde und am Meissner die Uebergänge aus dem Braunkohlenthon in Basalt zu konstatieren seien. Wenige Jahre später (1870) veröffentlichte ebenfalls in Bonn, dessen vulkanische Umgebung besonders zu vulkanischen oder „pseudovulkanischen" [2]) Beobachtungen auffordert, F. Zirkel seine Untersuchungen über die Basaltgesteine, ein Werk, welches dem Studium der Basalte neue Wege gebahnt hat.

[1]) Gustav Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie, 2. Aufl., III. Bd., S. 377. Bonn 1866.

[2]) A. G. Werner nannte den Basalt eine „pseudovulkanische Flözgebirgsart"; vgl. Werners Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten, S. 23. Dresden 1787.

Verzeichnis der Versteinerungen.

A.

D.

M.

S.

T.

Verzeichnis der Berg- und Ortsnamen.

A.

B.

C.

F.

H.

I.

J.

K.

L.

M.

N.

O.

P.

Q.

R.

T.

U.

V.

W.

Druckfehler.

S. 7, Z. 29 von oben: Willingen statt Willigen.
S. 8, Z. 22 von oben: Oberhundem statt Oberhunden
S. 16, Z. 5 von oben: 240 statt 24 m.
S. 18, Anm. 1, Z. 3: tom. XL statt XI.
S. 26, Z. 33 von oben: platt statt glatt.
S. 47, Z. 16 von unten: Laurenburg statt Laurenberg.
S. 50, Z. 18 von oben: Meganteris statt Maganteris.
S. 79, Z. 25 u. 36 von oben: F, G, H statt E, F, G.
S. 101, Z. 5 von oben: Attendorner statt Attendorfer.
S. 118 in der Erklärung zu Profil 32 fehlt: t = Kreide (Gault).
S. 201, Z. 6 von oben: Miocäne Meeressande statt Meeresstäode.
S. 215, Z. 1 von oben: mit marinen Absätzen statt mit warmen Absätzen.
S. 242 u. S. 243 muss es statt in 10 Liter Rhein-, Main-, Nahe- und Ruhrwasser viermal heissen: in 1 Liter. Auf S. 241 ist die Berechnung auf 10 Liter richtig.
S. 248, Z. 10 von oben: den unter diesem statt den diesem.
S. 257, Z. 17 von oben: Kalk-Natronfeldspäte statt Kali-Natronfeldspäte.
S. 259, Z. 13 von oben: devonischen statt devoinschen.
S. 312, Z. 23 von oben: Mahlberge statt Wahlberge.
S. 349, Anm. 1, Z. 2: Marcianae statt Maccianae.
S. 361, Z. 24 von oben: 740 m statt 638 m.
S. 401, Z. 17 von unten: Weiler statt Weilen.
S. 448, Z. 6 u. 7 von unten: Calamites und Neuropteris statt Nalamites und Cenropteris.
S. 458, Z. 1 von oben: Farnen statt Formen.
S. 743, Z. 24 von oben: Ilbeshausen statt Ilbenhausen.
S. 752, Z. 13 von unten: Fladungen statt Fladingen.

Stuf

ias

Lias
fe,
jen,
d δ
).



